

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
**Departamento de Cristalografía y Mineralogía**



**ESTUDIO ESTRUCTURAL, GRAVIMÉTRICO Y  
GEOCRONOLÓGICO DEL COMPLEJO ÍGNEO DE  
SANTA OLALLA (SO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA):  
MARCO TECTÓNICO DEL YACIMIENTO  
DE NI-CU-(EGP) DE AGUABLANCA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**

**PRESENTADA POR**

**Ignacio Romeo Briones**

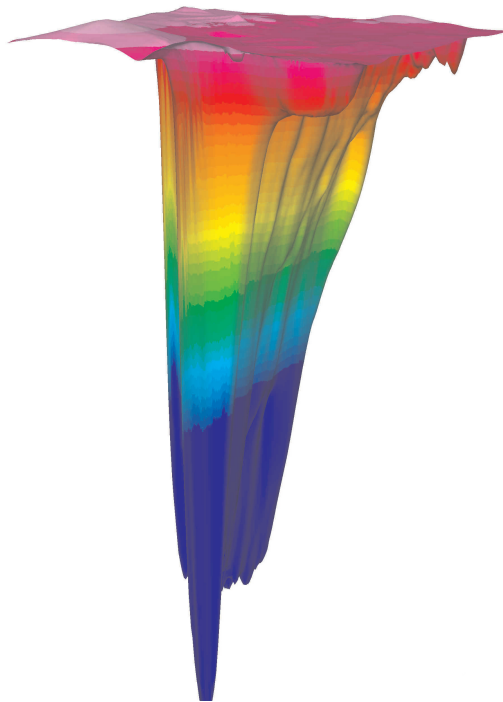
Bajo la dirección de los doctores:  
Ramón Capote del Villar, Rosario Lunar Hernández y Rosa Tejero López

**Madrid, 2006**

- **ISBN: 978-84-669-2938-7**



ESTUDIO ESTRUCTURAL,  
GRAVIMÉTRICO Y GEOCRONOLÓGICO DEL  
COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA (SO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA):  
MARCO TECTÓNICO DEL  
YACIMIENTO DE Ni-Cu-(EGP) DE AGUABLANCA



IGNACIO ROMEO BRIONES  
2006  
TESIS DOCTORAL

Universidad Complutense de Madrid  
Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Geodinámica  
Departamento de Cristalografía y Mineralogía



Universidad Complutense de Madrid

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de  
Geodinámica

Departamento de  
Cristalografía y Mineralogía



# ESTUDIO ESTRUCTURAL, GRAVIMÉTRICO Y GEOCRONOLÓGICO DEL COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA (SO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA): MARCO TECTÓNICO DEL YACIMIENTO DE Ni-Cu-(EGP) DE AGUABLANCA

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Ignacio Romeo Briones  
Madrid, abril 2006

Los directores:

VºBº

Dr. Ramón Capote del Villar  
Catedrático de Geodinámica  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid

VºBº

Dra. Rosario Lunar Hernández  
Catedrática de Yacimientos Minerales  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid

VºBº

Dra. Rosa Tejero López  
Profesora titular del Dpto. de Geodinámica  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid



## AGRADECIMIENTOS

La tesis doctoral que se presenta a continuación, no habría sido posible sin la inestimable ayuda de un gran número de personas que a lo largo de los últimos cuatro años han contribuido de una u otra manera a hacerla posible.

En primer lugar quiero agradecer a mis tres directores de tesis, el Dr. Ramón Capote, la Dra. Rosario Lunar y la Dra. Rosa Tejero, por haber depositado su confianza en mí para realizar este trabajo. A Ramón Capote le debo mi formación en geología estructural, sin la que no hubiera sido capaz de afrontar esta tesis, y por supuesto le estoy muy agradecido por la amistad y la comprensión que me ha brindado a lo largo de estos años. A Rosario Lunar le quiero agradecer todo el apoyo que he recibido durante este largo proceso, en especial el que haya compartido conmigo su gran experiencia investigadora. A Rosa Tejero debo agradecerle el haberme introducido en el mundo de la gravimetría, y por supuesto su sentido del humor que hace muy agradable trabajar a su lado.

A Cecilio Quesada, al que considero cómo un director más, no puedo dejar de agradecerle el amplísimo conocimiento que ha puesto a mi disposición desinteresadamente sobre la geología de Ossa-Morena. Quiero darle las gracias por contar conmigo en esa estupenda excursión por el SO peninsular. Sin la ayuda prestada por Cecilio hubiera sido muy difícil situar en su marco regional el trabajo desarrollado en la tesis.

A Río Narcea Gold Mines Ltd., empresa explotadora del yacimiento de Aguablanca, quiero agradecer su total colaboración para la realización de este trabajo. En especial a Casimiro Maldonado, Luis Pevida, Manuel Mesa, Enrique Martínez y César Martínez, que desde el primer momento pusieron a nuestra disposición toda la información de que disponían sobre el yacimiento. Este trabajo no habría sido posible sin las muestras facilitadas para la realización de las dataciones y sin los medios puestos a nuestra disposición para la realización de la campaña gravimétrica de detalle.

El trabajo realizado en la presente tesis ha sido mucho más ameno gracias a Rubén Piña con quien he compartido muy buenos momentos en el campo y en la facultad. El trabajo realizado paralelamente por Rubén en su tesis sobre el yacimiento de Aguablanca ha sido de inestimable ayuda durante el desarrollo de la investigación.

Quiero agradecer también a Fernando Gervilla y Lorena Ortega, todos los conocimientos sobre yacimientos minerales que han compartido desinteresadamente conmigo. También agradezco a Jesús Martínez Frías, con el que me une mi afición a la planetología, el interés que ha demostrado durante el desarrollo de esta tesis.

A Greg Dunning, del Department of Earth Sciences de la Memorial University of Newfoundland (St. John's, Canadá) le agradezco el que me haya enseñado todo lo que sé sobre la realización de dataciones U-Pb en circones mediante ID-TIMS. También quiero agradecerle a Sherri Furey el haber

compartido su despacho conmigo durante la estancia canadiense, y la ayuda que me prestó para el procesado de las muestras.

A Nicola Cayzer, de la School of Geosciences de la Universidad de Edimburgo, quiero agradecerle que me enseñara la compleja utilización de la técnica de la difracción de electrones retrodispersados (EBSD) para la determinación de orientaciones cristalográficas preferentes.

No puedo dejar de nombrar a la persona que me introdujo en el mundo de los granitoides, Félix Bellido, dado que la realización de esta tesis habría resultado mucho más difícil si no fuera por el tiempo que me dedicó en el Batolito de los Pedroches.

Debo mencionar también la enorme ayuda que he recibido de David y de Nieves durante el procesado de los datos gravimétricos, los cuales me dedicaron su tiempo de forma totalmente desinteresada.

Tampoco me olvido de los buenos ratos pasados con Jesús cortando muestras, la mayoría de las láminas delgadas utilizadas son obra suya, muchas gracias. Gracias a José Luís, que me ha facilitado las secciones pulidas empleadas a lo largo de la investigación, y a Guillermo que me facilitó las medidas de densidades. También quiero agradecer también a Borja Chichón la ayuda prestada en la realización de la campaña de gravimetría regional.

Gracias a la financiación de los proyectos BTE2002-10433-E y BTE2003-03599 del Ministerio de Educación y Ciencia ha sido posible este trabajo y también gracias a la Comunidad de Madrid que ha financiado mi beca FPI.

A los profesores del departamento de Geodinámica con los cuales he compartido estos años y que participaron en mi formación quiero agradecerles su apoyo: Josechu, Meaza, José Luís Hernández Enrile, Rosa Babín, Alfonso Muñoz, Alfonso González Ubanell, Antonio Rivas, Andrés Carbó, Gerardo de Vicente y Ramón Vegas.

Durante estos cuatro años he compartido despacho con varias compañeras, unas que se han marchado ya, y otras que se han incorporado después, muchas gracias por todos los buenos ratos que he pasado con vosotras: Bea, Raquel, Marta y Carolina. Con Bea he compartido directores y proyectos durante todos estos años, gracias por estar siempre dispuesta a echar una mano. No puedo olvidar tampoco las amenas conversaciones que me ha brindado Javi, o los buenos momentos pasados con José Antonio probando diferentes comedores por todo lo ancho de la UCM. Tampoco me puedo olvidar de todos los doctorandos con los que he compartido innumerables cafés y, como no, el microondas: Juanmi, Fidel, Juan, María, Luismi, Pilar, Loreto, Julián, Cristina, Raquel, Antonio y José Luís.

A mis amigos que siempre se han interesado por la evolución de esta tesis, pero sobretodo por permitirme desconectar en el tiempo libre y brindarme tan buenos momentos. Gracias a Raúl, Laura, Juancar, Miguel, Ana Miret, Gilda, Bea, Vera, Ainoa, Ana Martorell, Ángela, Nacho, Sara, Fernando, María, Paco y Gustavo. Tampoco puedo dejar de mencionar a la generación anterior que también ha

seguido con mucho interés el desarrollo de esta tesis: Marina, Ricardo, Rodolfo, Luisma, Antonio, Tina, Sierrri, Gloria, José, Paicos, Emilio, Consuelo, Miguel, Henar y Carlos Solís.

Quiero agradecer a mi familia adoptiva todo el apoyo y el cariño que me han brindado, gracias Marcelo por esas amenas sobremesas sobre filosofía y ciencia, y como no por haberme orientado con el diseño gráfico de la tesis, gracias Paula por todos los elogios que me brindas siempre. Gracias a Pascual y Martín por todos los buenos momentos que hemos pasado juntos. Gracias también a Juliana, María y Carmen, con las que he disfrutado de muchas inolvidables comidas. Y, cómo no, gracias a mi querida cuñada Ana con la que siempre me lo he pasado genial.

Quiero agradecer a mi familia, a mis abuelos, José Luís, Juanita, Amancio y Gloria y a mis tías Glori, Inma, Carmen, Marisa e Inmaculada que siempre han estado pendientes de todo mi trabajo y que han celebrado como suyos todos los éxitos de la investigación. Qué decir de mis padres, si a alguien le debo dar las gracias por haber llegado hasta aquí, es sin duda a ellos. Gracias madre, por todo el apoyo que me brindaste cuando más lo necesitaba y por llegar hasta tan lejos tan sólo para hacerme compañía. Gracias padre no solo por todo tu apoyo y tu aliento sino también, por todo el tiempo que has dedicado a que esta tesis sea posible, muchísimas gracias, no olvidaré los buenos momentos que pasamos juntos.

Y finalmente, no tengo palabras suficientes para agradecerle a Marina todo lo que ha hecho por mí durante estos años, sin lugar a dudas esta tesis hubiera sido completamente imposible sin ti, un millón de gracias.





*A Marina*



## RESUMEN

El estudio estructural, gravimétrico y geocronológico del Complejo Ígneo de Santa Olalla, situado en la Zona de Ossa-Morena (SO de la Península Ibérica), ha sido realizado con el objetivo principal de caracterizar el marco tectónico de la mineralización de sulfuros magmáticos de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca, que aflora en el norte de dicho complejo.

Las dataciones U-Pb en circones realizadas en ocho muestras, representativas de los principales cuerpos magmáticos aflorantes en el área de estudio, han permitido establecer tres estadios magmáticos para la evolución del Complejo Ígneo de Santa Olalla: un primer episodio representado por la intrusión del granito de Cala (352 Ma), un evento magmático principal en donde cristalizan los cuerpos principales del complejo, el stock de Santa Olalla y el stock de Aguablanca (341 Ma) y una tercera etapa en donde tiene lugar la intrusión de diques dioríticos en el stock de Aguablanca y el emplazamiento de los granitos del Teuler y Garrote (338-339 Ma).

La edad de la mineralización de Aguablanca, controvertida hasta la fecha, ha sido establecida con un resultado de entre  $341 \pm 1.5$  Ma y  $338.6 \pm 0.8$  Ma, lo cual indica que se generó en el ambiente colisional transpresivo existente durante la Orogenia Varisca en la Zona de Ossa-Morena.

Los estudios de la estructura interna de los plutones y de microtectónica de las fábricas, unidos a las modelizaciones gravimétricas han permitido establecer un modelo de emplazamiento y evolución tectónica del Complejo Ígneo de Santa Olalla.

Los magmas que dieron lugar a los plutones ascendieron a favor de una zona de cizalla dúctil sinistral no descrita hasta la fecha: la zona de cizalla dúctil de Cherneca. La modelización tridimensional del stock de Aguablanca donde tiene lugar la mineralización de Ni-Cu-(EGP) ha indicado que este cuerpo ascendió a favor de una grieta de tracción abierta durante la deformación sinistral de la zona de cizalla dúctil de Cherneca, expandiéndose posteriormente hacia el sur y dando lugar a una geometría de gota con fábricas magmáticas concéntricas. Cuando los magmas del stock de Santa Olalla alcanzaron el nivel actual intruyeron hacia el SO con una geometría tabular subhorizontal. El espacio para la intrusión de este cuerpo se acomodó principalmente mediante el hundimiento de la base de la intrusión, dando lugar a una morfología lopolítica que se enraiza en la zona de cizalla de Cherneca. La entrada del magma en la intrusión tabular subhorizontal se produjo mediante un flujo laminar que sufrió un arrastre contra el techo de la intrusión, lo que generó una orientación de la plagioclasa y la biotita dando lugar a fábricas ígneas planares, con una imbricación de los minerales coherente con la expansión del magma desde las raíces situadas en la zona de cizalla. Antes de la completa cristalización de los magmas tuvo lugar la deformación en estado magmático de la mitad NE del complejo, sometido a un régimen tectónico de cizalla sinistral paralelo y simultáneo al que domina en la zona de cizalla dúctil de Cherneca, lo que generó: (1) la reorientación completa de las plagioclasas

en estado magmático definiendo foliaciones subverticales, con (2) una imbricación de los cristales de plagioclasa indicativa de una deformación por cizalla sinistral, (3) una reorientación parcial de las biotitas en estado magmático, debido a su menor tamaño y morfología más isométrica preservando una fábrica subhorizontal relictas y (4) la generación de estructuras tipo S-C sinistral de escala kilométrica trazadas por las trayectorias de las foliaciones magmáticas.

Mediante la comparación de los resultados de la petrofábrica con modelos numéricos se ha estimado que la deformación por cizalla sinistral en la mitad NE del complejo, dominada por foliaciones magmáticas subverticales, ha alcanzado valores máximos de  $\gamma \approx 4.1$ . Mientras que en la mitad SO del complejo, dominada por foliaciones magmáticas subhorizontales, la comparación de las texturas de las muestras con modelos numéricos ha permitido estimar valores de cizalla en dos puntos de  $\gamma \approx 2.9$ ,  $\gamma \approx 3$  producidos por el arrastre del flujo de magma contra el techo de la intrusión.

El estudio de la microestructura y la petrofábrica de los mármoles miloníticos pertenecientes a la zona de cizalla dúctil de Cherneca ha permitido establecer una cinemática sinistral para esta estructura indicada por la presencia de porfiroclastos macroscópicos con colas de presión asimétricas, estructuras S-C a escala macroscópica, foliaciones oblicuas caracterizadas por la orientación preferente de forma de porfiroclastos en muestras con texturas de recrystalización de tipo *core-mantle* y orientaciones cristalográficas preferentes con simetrías monoclinicas respecto al plano de cizalla.

La deformación en la zona de cizalla dúctil de Cherneca fue coetánea con la intrusión de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla como indica la deformación de rocas de skarn asociadas a la intrusión del stock de Aguablanca. Este hecho es coherente con la observación de mecanismos de deformación de alta temperatura de la calcita como la activación del sistema de deslizamiento {c}<a>, dado que las milonitas se desarrollan dentro de la aureola de metamorfismo del stock de Aguablanca. La deformación de la zona de cizalla de Cherneca tiene un carácter dúctil como evidencia la observación de extinciones ondulantes, subgranos y granos de recrystalización dinámica, dando lugar a texturas de tipo *core-mantle* indicativas de una deformación plástica interna de los granos de calcita, que está acomodada por un mecanismo de deslizamiento y ascenso de dislocaciones. La zona de cizalla dúctil de Cherneca tiene un carácter transpresivo como demuestra la presencia de bandas de cizalla antitéticas subsidiarias con estructuras de flanco asociadas que se pueden clasificar como pliegues de flanco tipo-a con arrastre normal.

Gracias a todos los datos obtenidos a lo largo de la investigación se ha podido establecer un modelo de emplazamiento y evolución tectónica para el Complejo Ígneo de Santa Olalla que es coherente con el ambiente geodinámico deducido del estudio geocronológico, es decir la colisión transpresiva varisca. El emplazamiento y evolución tectónica de los magmas están fuertemente condicionados por la presencia de la zona de cizalla de Cherneca que ha sido también incluida en el estudio. Este trabajo de investigación sirve de marco geotectónico para el yacimiento de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca, cuya edad Viseense ha quedado bien establecida con las dataciones U-Pb.

# ÍNDICE

<b>1. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA</b>	1
1.1. INTRODUCCIÓN	3
1.2. OBJETIVOS	4
1.3. METODOLOGÍAS UTILIZADAS	5
1.3.1. Trabajo de campo	6
1.3.2. Trabajo de gabinete	6
1.3.3. Geocronología U-Pb en circones	7
1.3.4. Gravimetría	7
1.3.5. Difracción de electrones retrodispersados (EBSD)	9
1.4. DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN	10
1.5. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA	10
1.6. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO	12
<b>2. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES</b>	13
2.1. EL MACIZO IBÉRICO	15
2.2. ZONA DE OSSA-MORENA	17
2.2.1. Estratigrafía	18
2.2.1.1. Precámbrico	18
2.2.1.2. Cámbrico	19
2.2.1.3. Ordovícico, Silúrico y Devónico	20
2.2.1.4. Carbonífero y pérmico	20
2.2.2. Estructura	20
2.2.2.1. Límites	21
2.2.2.2. Dominios estructurales. El Anticlinorio de Olivenza-Monesterio	22
2.2.2.3. Evolución tectónica	23
2.2.2.4. Estructura profunda	25
2.2.3. Metamorfismo	26

2.2.3.1. Zonas metamórficas finiprecámbricas.....	26
2.2.3.2. Zonas metamórficas variscas.....	27
2.2.4. Magmatismo.....	27
<b>2.3. COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA.....</b>	<b>29</b>
2.3.1. Petrología.....	29
2.3.1.1. Stock de Santa Olalla.....	29
2.3.1.2. Stock de Aguablanca.....	31
2.3.1.3. Otras intrusiones: Teuler, Garrote y Cala.....	31
2.3.1.4. Rocas encajantes.....	32
2.3.2. Geoquímica.....	32
2.3.3. Geocronología.....	33
2.3.4. Estructura y emplazamiento.....	34
2.3.5. Nueva cartografía geológica.....	37
<b>2.4. LA MINERALIZACIÓN Ni-Cu-(EGP) DE AGUABLANCA.....</b>	<b>37</b>
<b>3. GEOCRONOLOGÍA.....</b>	<b>41</b>
3.1. INTRODUCCIÓN.....	43
3.2. METODOLOGÍA.....	44
3.3. DESCRIPCION DE LAS MUESTRAS Y RESULTADOS.....	47
3.3.1. D1 Santa Olalla.....	47
3.3.2. D2 Teuler.....	48
3.3.3. D3 Cala.....	49
3.3.4. D4 Pórfido de Bodonal-Cala.....	49
3.3.5. D5 La Sultana.....	50
3.3.6. D6 Zona de <i>mingling</i> de Aguablanca.....	51
3.3.7. D7 Diques dioríticos de Aguablanca.....	53
3.3.8. D8 Garrote.....	53
3.4. DISCUSIÓN.....	54

<b>4. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA.....</b>	<b>63</b>
4.1. INTRODUCCIÓN.....	65
4.2. ESTRUCTURA INTERNA DE LOS CUERPOS ÍGNEOS.....	66
4.2.1 Fábricas magmáticas.....	66
4.2.2 La estructura magmática.....	67
4.2.2.1. Dominio subvertical.....	68
4.2.2.2. Dominio subhorizontal.....	68
4.2.2.3. Estructura del stock de Aguablanca.....	73
4.2.2.4. Relación de la estructura magmática con la fallas principales de la zona.....	73
4.3. ESTUDIO GRAVIMÉTRICO.....	73
4.3.1. Levantamiento gravimétrico.....	73
4.3.1.1. Cálculo de la gravedad observada.....	74
4.3.1.2. Cálculo de la gravedad normal.....	75
4.3.1.3. Cálculo de la anomalía de Bouguer.....	76
4.3.1.4. Estimación de la densidad de reducción.....	76
4.3.1.5. Corrección topográfica.....	77
4.3.1.6. Cálculo del error del levantamiento.....	79
4.3.2. Mapa de anomalía de Bouguer.....	80
4.3.3. Separación regional-residual.....	81
4.3.4. Mapa de anomalía residual.....	81
4.3.5. Estudio de densidades.....	83
4.3.6. Modelización.....	83
4.3.6.1. Modelo I-I'.....	86
4.3.6.2. Modelo II-II'.....	86
4.3.6.3. Modelo III-III'.....	88
4.3.6.4. Modelos IV-IV'.....	88
4.3.6.5. Modelo V-V'.....	89
4.4. DISCUSIÓN.....	90

<b>5. GRAVIMETRÍA DE DETALLE DEL STOCK DE AGUABLANCA</b> .....	97
5.1. INTRODUCCIÓN.....	99
5.2. ESTRUCTURA DEL STOCK DE AGUABLANCA.....	100
5.2.1. Fábricas magmáticas y relación con la estructura del encajante.....	100
5.3. ESTUDIO GRAVIMÉTRICO.....	101
5.3.1. Levantamiento gravimétrico.....	101
5.3.1.1. Cálculo del error del levantamiento.....	102
5.3.1.2. Cálculo de las anomalías de Bouguer.....	103
5.3.1.3. Estimación de la densidad de reducción.....	103
5.3.1.4. Corrección topográfica.....	103
5.3.2. Mapa de anomalía de Bouguer.....	104
5.3.3. Separación regional-residual.....	105
5.3.4. Mapa de anomalía residual.....	106
5.3.5. Estudio de densidades.....	109
5.3.6. Modelización 3D.....	109
5.3.6.1. Descripción del modelo 3D.....	110
5.4. DISCUSIÓN.....	115
5.4.1. Modelo de emplazamiento del stock de Aguablanca.....	115
5.4.2. Consideraciones para la prospección de nuevos cuerpos de sulfuros.....	118
<b>6. MICROTECTÓNICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS</b> .....	119
6.1. INTRODUCCIÓN.....	121
6.2. METODOLOGÍA: DIFRACCIÓN DE ELECTRONES RETRO-DISPERSADOS (EBSD).....	123
6.3. RESULTADOS DE PETROFÁBRICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS.....	126
6.3.1 Microestructuras.....	128
6.3.2. Petrofábrica del dominio de foliaciones subverticales.....	129
6.3.2.1. La plagioclasa.....	129
6.3.2.2. La biotita.....	132



6.3.2.3. La hornblenda y el cuarzo.....	132
6.3.3. Petrofábrica del dominio de foliaciones subhorizontales.....	134
6.3.3.1. La plagioclasa.....	134
6.3.3.2. La biotita.....	136
6.3.3.3. La hornblenda y el cuarzo.....	138
<b>6.4. DISCUSIÓN.....</b>	<b>138</b>
6.4.1. Origen de las fábricas del dominio subvertical.....	140
6.4.2. Origen de las fábricas del dominio subhorizontal.....	141
6.4.3. Modelización numérica.....	143
6.4.3.1. Modelo numérico de la muestra SO226.....	146
6.4.3.2. Modelo numérico de la muestra SO215.....	147
6.4.3.3. Modelo numérico de la muestra SO222.....	148
6.4.3.4. Modelo numérico de la muestra SO224.....	149
6.4.4. Implicaciones generales.....	150
<b>7. MICROTECTÓNICA DE LA ZONA DE</b>	
<b>CIZALLA DÚCTIL DE CHERNECA .....</b>	<b>153</b>
<b>7.1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>155</b>
<b>7.2 OBSERVACIONES CINEMÁTICAS EN EL CAMPO</b>	
<b>Y LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS.....</b>	<b>160</b>
<b>7.3 RESULTADOS.....</b>	<b>165</b>
7.3.1. Estudio microestructural.....	165
7.3.1.1. Estado previo a	
la deformación por cizalla (SO235).....	165
7.3.1.2. Milonita poco deformada (SO218).....	165
7.3.1.3. Ultramilonitas (SO217C, SO217D).....	167
7.3.1.4. Cizallas subsidiarias	
antitéticas (SO217A, SO217B).....	168
7.3.2. Petrofábrica.....	169
7.3.2.1. Estado previo a la deformación por cizalla (SO235).....	170
7.3.2.2. Milonita poco deformada (SO218).....	171
7.3.2.3. Ultramilonitas (SO217C, SO217D).....	172
7.3.2.4. Cizallas subsidiarias	

antitéticas (SO217A, SO217B).....	173
<b>7.4 DISCUSIÓN</b> .....	175
7.4.1. Comparación de las OCPs con estudios experimentales y simulaciones numéricas.....	177
7.4.1.1. Milonita poco deformada (SO218).....	177
7.4.1.2. Ultramilonitas (SO217C, SO217D).....	178
7.4.1.3. Cizallas subsidiarias antitéticas (SO217A, SO217B).....	178
7.4.2. Relación entre la cizalla principal y las cizallas antitéticas subsidiarias.....	179
7.4.3. Efecto de las fases minerales secundarias en la deformación.....	181
7.4.4. Consideraciones finales.....	182
<b>8. CONCLUSIONES</b> .....	185
<b>8.1. MARCO GEODINAMICO Y TECTONICA DEL COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA</b> .....	187
8.1.1. Edades del Complejo Ígneo de Santa Olalla y el encajante.....	187
8.1.2. Estructura y modelo de emplazamiento de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla.....	188
8.1.3. La zona de cizalla dúctil de Cherneca.....	190
8.1.4. Exploración de nuevos yacimientos de Ni-Cu-(EGP).....	192
<b>8.2. CONCLUSIONES TEÓRICAS</b> .....	193
8.2.1. Génesis y evolución de fábricas magmáticas.....	193
8.2.2. Deformación dúctil en mármoles.....	194
<b>REFERENCIAS</b> .....	197





## ***Capítulo 1***

---

# **OBJETIVOS Y METODOLOGÍA**



### **1.1. INTRODUCCIÓN**

Esta tesis doctoral se enmarca en los trabajos realizados por el equipo de investigación coordinado por la Dra. Rosario Lunar que agrupa investigadores de los Departamentos de Cristalografía y Mineralogía y de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada y del Instituto Geológico y Minero de España, dedicado a la investigación del yacimiento de Ni-Cu-(EGP, Elementos del Grupo del Pt) de Aguablanca. El equipo de investigación trabaja en colaboración con Río Narcea Gold Mines Ltd., la empresa explotadora del yacimiento. El yacimiento de Aguablanca, situado en el SO de España, representa el primer y único ejemplo en la Península Ibérica de una mineralización de sulfuros magmáticos de Ni-Cu-Fe con Elementos del Grupo del Platino (EGP, Os, Ir, Ru, Rh, Pt y Pd) asociada a rocas máficas-ultramáficas.

Para la realización de un estudio integral de la mineralización de Aguablanca, objetivo principal del grupo investigador, resulta imprescindible la caracterización del marco geológico y estructural del yacimiento. Este trabajo ha sido abordado en esta tesis doctoral combinando un estudio geocronológico, estudios de geología estructural de mesoescala, análisis microestructural y de petrofábrica y dos campañas de gravimetría.

La mineralización de sulfuros magmáticos de Aguablanca aparece intruyendo en el stock del mismo nombre que forma parte del Complejo Ígneo de Santa Olalla situado en la Zona de Ossa-Morena. En consecuencia, con el objetivo de caracterizar el entorno geológico del yacimiento, se ha llevado a cabo un estudio detallado del Complejo Ígneo de Santa Olalla.

La edad del yacimiento y del stock de Aguablanca donde intruye es controvertida hasta la fecha, habiéndose considerado dos hipótesis posibles: una edad cambro-ordovícica que relacionaría este magmatismo con la etapa de rifting existente en la zona de Ossa-Morena durante ese periodo, lo que es coherente con el hecho de que la mayoría de los depósitos de Ni-Cu-(EGP) en el mundo se desarrollaron en ambientes de rifting; y una edad carbonífera que relacionaría el yacimiento con el magmatismo varisco de la Zona de Ossa-Morena, lo que conlleva un ambiente colisional transpresivo reinante durante la génesis del yacimiento.

Por otro lado no se habían desarrollado hasta la fecha estudios estructurales del Complejo Ígneo de Santa Olalla; ni se habían realizado estudios de detalle de la fábrica ígnea, ni tampoco modelizaciones gravimétricas para comprender la geometría en profundidad de los plutones que lo componen. Por estos motivos el modelo de emplazamiento del Complejo Ígneo de Santa Olalla estaba sin determinar hasta la realización de esta tesis.

La realización inicial de un estudio geocronológico U-Pb detallado sirvió para determinar la edad del yacimiento y por lo tanto el ambiente geodinámico existente durante su formación. Este estudio geocronológico ayudó a centrar el trabajo a realizar a continuación que consistió en un estudio

estructural completo del Complejo Ígneo de Santa Olalla para establecer el modelo de emplazamiento y evolución tectónica del mismo.

Esta tesis doctoral se ha desarrollado paralelamente con la tesis doctoral de Rubén Piña en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la UCM, dedicada al estudio en detalle de la mineralización de Aguablanca desde un punto de vista metalogenético y geoquímico (Piña, 2006). La realización paralela de los dos trabajos ha sido de mucha ayuda para ambas investigaciones; concretamente para el desarrollo de la presente tesis han resultado fundamentales las conclusiones referentes al modelo de formación del yacimiento de Aguablanca obtenidas por Piña (2006).

## **1.2. OBJETIVOS**

El objetivo principal de la tesis es establecer el marco tectónico de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca mediante el estudio de la estructura magmática del Complejo Ígneo de Santa Olalla y el desarrollo de un modelo de emplazamiento coherente con el ambiente geodinámico reinante durante su formación. Para alcanzar este objetivo principal ha sido necesario afrontar una serie de objetivos parciales que se han resuelto a lo largo de la investigación:

- Resolver la controversia sobre la edad del stock de Aguablanca y de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) mediante la estimación de edades absolutas. Este estudio ha permitido conocer con fiabilidad el ambiente geodinámico en el que se generó el yacimiento.
- Estimar las edades de cristalización de todos los cuerpos ígneos aflorantes en el área de estudio también mediante dataciones radiométricas absolutas. Gracias a este trabajo se han establecido con precisión que cuerpos pertenecen al Complejo Ígneo de Santa Olalla y cual fue el ambiente geodinámico durante el emplazamiento. Este estudio también permitió la correlación de estos plutones con otras rocas magmáticas aflorantes en la Zona de Ossa-Morena.
- Determinar y analizar la estructura magmática del Complejo Ígneo de Santa Olalla. Este estudio de la orientación de las fábricas ígneas a escala de afloramiento resulta fundamental para caracterizar los procesos que han tenido lugar durante el emplazamiento así como la evolución tectónica del mismo.
- Estimar la geometría en profundidad de los plutones, que también resulta imprescindible para esclarecer el modelo de emplazamiento. La modelización gravimétrica permite determinar qué estructuras tectónicas previas han jugado un papel fundamental como conductos de alimentación del complejo plutónico.



- Analizar, mediante un estudio gravimétrico a escala de detalle, (1) la geometría en profundidad del stock de Aguablanca y del yacimiento de Ni-Cu-(EGP) que ha sido fundamental para el desarrollo de un modelo de emplazamiento para este cuerpo; y (2) evaluar posibles nuevos yacimientos que presenten una expresión en el mapa de anomalías gravimétricas residuales.
- Estudiar en detalle las características de las fábricas magmáticas del Complejo Ígneo de Santa Olalla caracterizando su microestructura y petrofábrica, lo que resulta imprescindible para esclarecer los procesos magmático-tectónicos que están implicados en su formación.
- Estudiar la estructura o las estructuras tectónicas que, gracias a los estudios enumerados previamente, se puede deducir que han jugado un papel importante durante el emplazamiento de los magmas, como conductos de alimentación, y como estructuras cuya movimiento ha afectado a la evolución tectónica del Complejo Ígneo de Santa Olalla. Para alcanzar este objetivo se llevaron a cabo estudios detallados de la microestructura y petrofábrica de las rocas del encajante deformadas por dichas estructuras.
- Establecer, con los resultados obtenidos de todos los objetivos enumerados previamente, un modelo de emplazamiento y evolución tectónica del Complejo Ígneo de Santa Olalla, dedicando especial atención al emplazamiento del stock de Aguablanca y del yacimiento magmático de Ni-Cu-(EGP) que tiene asociado.

### **1.3. METODOLOGÍAS UTILIZADAS**

Para la consecución de los objetivos propuestos, que han sido pormenorizados en el apartado anterior, se han llevado a cabo metodologías muy diferentes que han conferido a la tesis un carácter multidisciplinar abarcando desde técnicas típicas de petrología de rocas ígneas como son las dataciones radiométricas U-Pb, hasta distintas técnicas de geología estructural incluyendo la determinación de orientaciones cristalográficas preferentes mediante EBSD (*Electron Back-Scatter Diffraction*) y, también, técnicas pertenecientes al campo de la geofísica, como es el caso de los estudios gravimétricos.

A continuación se muestran las diferentes metodologías que han sido escogidas para la resolución de los problemas previamente planteados y se explica en qué medida son adecuadas para la consecución de los objetivos propuestos. En el presente apartado no se realiza una descripción técnica pormenorizada de las metodologías que se han empleado, dado que, para conseguir una mayor claridad en la exposición y considerando la disparidad de los métodos utilizados, las descripciones exhaustivas de los mismos aparecen expuestas cada una en su capítulo correspondiente antes de la exposición de los resultados concretos.

Las metodologías utilizadas se pueden dividir en 5 grandes grupos: métodos de geología estructural de campo, trabajo de gabinete, dataciones U-Pb, gravimetría y difracción de electrones retrodispersados (EBSD).

### ***1.3.1. Trabajo de campo***

Durante los trabajos de campo se han utilizado los mapas topográficos de escala 1:50.000 del Servicio Geográfico el Ejército y 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.), así como las fotografías aéreas escala 1:30.000 tomadas por el I.G.N. del año 1985.

La cartografía geológica realizada se ha basado en la de las hojas 918 y 919 de la serie MAGNA (1:50.000) realizada por el Instituto Geológico y Minero de España que corresponden respectivamente a Santa Olalla de Cala (Apalategui et al., 1990b) y Almadén de la Plata (García-Monzón et al., 1974) y también se ha empleado una cartografía detallada del stock de Aguablanca realizada por Río Narcea Gold Mines que no ha sido publicada. Para la realización del mapa geológico se partió de las cartografías previas mencionadas que fueron completadas con nuevos datos tomados durante las campañas de campo.

La realización de una cartografía geológica detallada es un punto de partida fundamental para poder abordar un estudio estructural de detalle. Para la realización del mapa estructural del Complejo Ígneo de Santa Olalla se tomaron medidas directas en el afloramiento de la orientación de las diferentes fábricas observables a mesoescala. También se tomaron numerosas muestras orientadas para la realización de láminas delgadas transparentes pulidas con objeto de estudiar posteriormente en gabinete la microestructura y petrofábrica de las mismas.

La realización del mapa correspondiente a la estructura magmática del complejo resultó fundamental para abordar la discusión referente al modo de emplazamiento y evolución tectónica del mismo.

### ***1.3.2. Trabajo de gabinete***

Con objeto de caracterizar diversas litologías durante la realización de la cartografía y para la realización de estudios de la microestructura se analizaron con microscopio de luz transmitida, numerosas láminas delgadas transparentes pulidas obtenidas de muestras orientadas. Para los estudios de microscopía de luz transmitida se ha utilizado un microscopio binocular, modelo Nikon, perteneciente al Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid.

Para los estudios de microfábrica y con objeto de analizar la cinemática de las muestras, las láminas se prepararon según cortes perpendiculares a la foliación y paralelos a la lineación, es decir perpendiculares al plano XY del elipsoide de deformación finita considerando que la foliación es paralela a dicho plano y según la dirección X coincidente con la lineación de estiramiento.

Los estudios microestructurales sirvieron para caracterizar las fábricas magmáticas de las rocas ígneas del complejo así como para definir las fábricas miloníticas desarrolladas en los mármoles del encajante. Estos estudios fueron necesarios para la caracterización de la estructura tanto del Complejo Ígneo de Santa Olalla como del encajante, lo que es necesario para abordar la discusión sobre el emplazamiento y evolución tectónica del complejo.

### 1.3.3. Geocronología U-Pb en circones

Para la resolución de la controversia existente en la edad del stock de Aguablanca y la mineralización de Ni-Cu-(EGP), así como para caracterizar las edades de los distintos cuerpos magmáticos de la zona de estudio, se han llevado a cabo dataciones radiométricas absolutas.

El estudio geocronológico fue realizado en el Department of Earth Sciences de la Memorial University of Newfoundland (St. John's, Canadá), bajo la supervisión del Dr. G.R. Dunning. El método de datación escogido fue la aplicación del sistema U-Pb en circones mediante espectroscopia de masas por ionización térmica de isótopos disueltos ID-TIMS (Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry).

Esta técnica fue aplicada a 8 muestras que siguieron los procesos de trituración, separación de los minerales mediante una mesa Wifley y líquidos densos, y la separación según la susceptibilidad magnética utilizando un aparato Frantz. A continuación se seleccionaron con ayuda de un microscopio los circones que presentaban morfologías más euhedrales y cristales más claros, ambas características indicativas de un probable origen magmático.

Los circones fueron desgastados mecánicamente mediante la técnica de la abrasión por aire definida por Krogh (1982), para minimizar la pérdida de plomo normalmente asociada a la zona externa del cristal.

Las proporciones de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  fueron determinadas mediante ID-TIMS. La técnica consiste en la disolución térmica de los circones, la posterior separación química de los isótopos y su análisis con un espectrómetro de masas de ionización térmica. Para lo cual se utilizó un espectrómetro modelo Finningan MAT 262.

El cálculo de las edades se realizó mediante el programa ISOPLOT (Ludwig, 1999) donde las incertidumbres en las estimaciones de las relaciones isotópicas fueron calculadas a  $2\sigma$ , considerando el error de las medidas del espectrómetro de masas, la fraccionación isotópica y la proporción inicial de Pb común y su composición isotópica siguiendo el modelo de Stacey y Kramers (1975).

#### **1.3.4. Gravimetría**

Con la intención de caracterizar la geometría de los plutones en profundidad se han realizado dos campañas gravimétricas:

- Una campaña regional que abarca toda la zona de estudio, realizada para modelizar la geometría de los plutones del Complejo Ígneo de Santa Olalla. El estudio gravimétrico se realizó en un área de aproximadamente 230 km<sup>2</sup> donde se tomaron medidas en 315 estaciones gravimétricas, distribuidas por el área de estudio con una densidad de 1.37 estaciones por km<sup>2</sup>. Esta campaña resultó crucial para establecer la geometría del Complejo Ígneo de Santa Olalla y para identificar la estructura por la cual tuvo lugar el ascenso de los magmas.

- Una campaña de detalle del stock de Aguablanca cuyo objetivo es modelizar la geometría en detalle de dicho plutón y del yacimiento de Ni-Cu-(EGP) que tiene asociado, así como realizar una prospección de hipotéticas nuevas mineralizaciones por descubrir. El estudio fue realizado en colaboración con la empresa explotadora del yacimiento Río Narcea Gold Mines. Este estudio cubre un área de 2.24 km<sup>2</sup> donde se midieron 605 estaciones gravimétricas, distribuidas con una densidad media de 270 estaciones por km<sup>2</sup>. La modelización gravimétrica combinada con los datos estructurales ha permitido establecer un modelo de emplazamiento concreto para el stock de Aguablanca y los cuerpos mineralizados de Ni-Cu-(EGP).

Ambas campañas se realizaron utilizando un gravímetro LaCoste&Romberg 953 perteneciente al Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid con una precisión de  $\pm 0.01$  mGal y una deriva inferior a 1mGal al mes. La posición de cada estación en la campaña regional fue determinada mediante GPS (SILVA) y mapas 1:25000 del IGN; mientras que en el caso de la campaña de detalle del stock de Aguablanca se utilizó un GPS diferencial perteneciente a Río Narcea Gold Mines. En los recorridos diarios se ha tomado como base la iglesia del pueblo Monesterio (gravedad observada: 979862.77 mGal). Esta base ha sido enlazada con la base de la red fundamental del I.G.N. Fuente de Cantos, con un valor de gravedad observada de 979912.99 mGal.

Para la modelización de la campaña regional se utilizó el programa GM-SYS 4.9.39b de la compañía Geosoft, que utiliza una aproximación 2<sup>3</sup>/4D donde cada polígono de roca del modelo corresponde a un prisma con una longitud diferente por delante y por detrás del plano de modelización. Además el programa permite establecer los contrastes de densidad entre el prisma y el cuerpo adyacente, pudiendo ser diferentes también por delante y por detrás del plano de modelización. Se realizaron 5 perfiles ensamblados que sirvieron para obtener una visión tridimensional del Complejo Ígneo de Santa Olalla.

Sin embargo en el caso de la campaña gravimétrica de detalle del stock de Aguablanca se obtuvo un mapa de anomalías residuales sencillas, caracterizado por un solo máximo provocado por el contraste de densidad de las gabronoritas de Aguablanca con las rocas que las rodean. Esta geometría de

la anomalía residual adjudicable a un único cuerpo resulta ideal para llevar a cabo directamente una modelización tridimensional dada la relativa sencillez del problema a resolver. Por este motivo en la campaña de detalle se optó por utilizar el módulo GMSYS-3DTM (3D Gravity and Magnetic Modeling para Oasis montaj<sup>TM</sup> version 1.2; Northwest Geophysical Associates, Inc. 2005) y realizar un modelo de densidades tridimensional definido por un apilamiento de superficies de malla cuadrada (*grids*) que separan cuerpos de diferente densidad.

### ***1.3.5. Difracción de electrones retrodispersados (EBSD)***

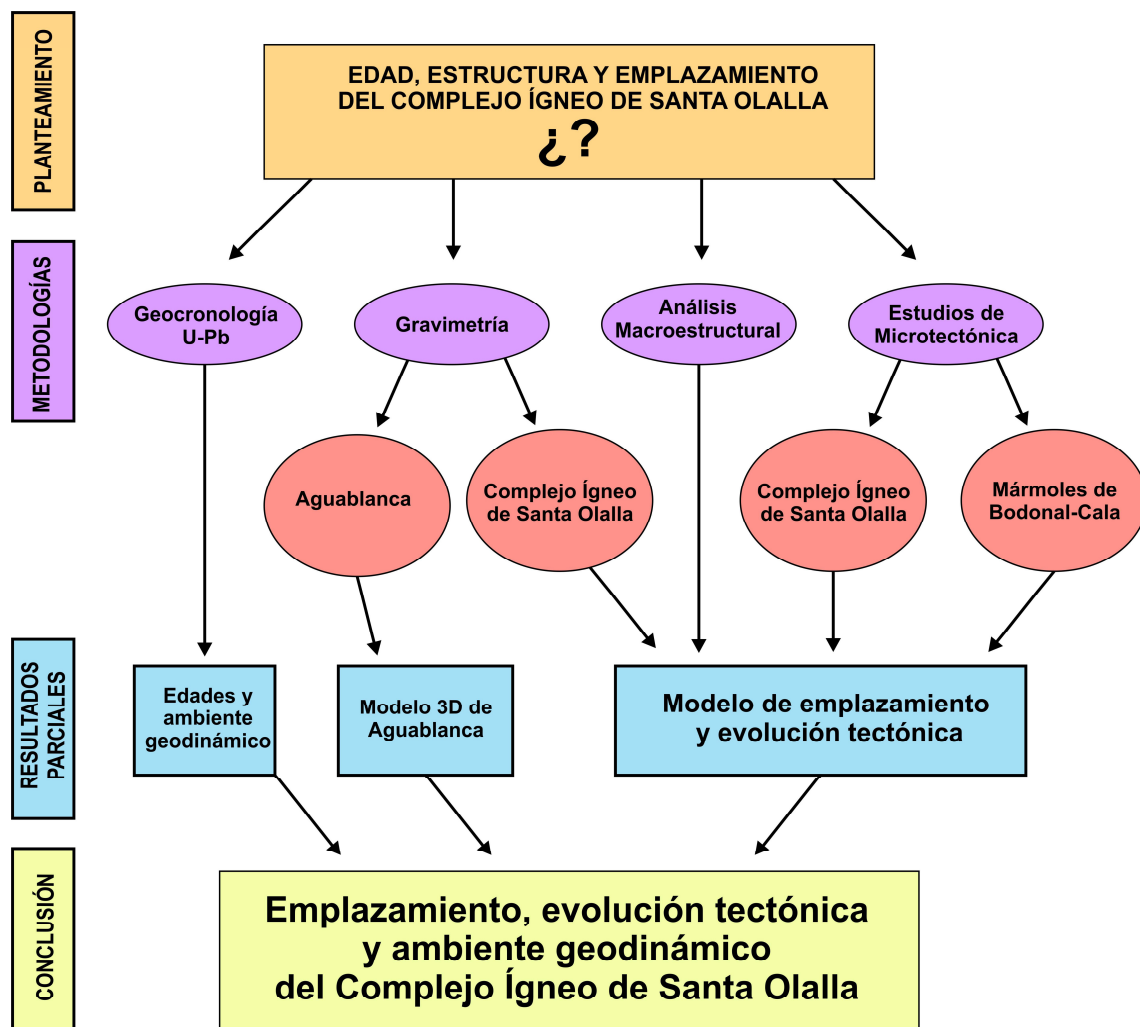
Para la determinación de las orientaciones cristalográficas preferentes (petrofábrica) se ha utilizado la técnica de difracción de electrones retrodispersados (Electron Back Scatter Diffraction, EBSD). Esta técnica se ha aplicado con éxito para determinar la orientación cristalográfica de las distintas fases minerales que componen las rocas del Complejo Ígneo de Santa Olalla: plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo. También ha sido utilizada para determinar las orientaciones cristalográficas preferentes de la calcita en mármoles miloníticos del encajante. Estos estudios han sido fundamentales para establecer el origen y evolución de las fábricas ígneas lo que resulta básico para discutir el modelo de emplazamiento y evolución tectónica de los plutones. También han servido para el estudio de la cinemática y condiciones de la deformación de una zona de cizalla dúctil, no descrita hasta la fecha que sirvió como conducto de ascenso de los magmas y condicionó su evolución tectónica posterior.

En los últimos diez años, el uso del microscopio electrónico de barrido (SEM) junto con un detector de electrones retrodispersados (EBSD) se ha convertido en una técnica fiable que permite la toma de grandes cantidades de datos puntuales en muy poco tiempo, correspondientes a la orientación en el espacio de cualquier fase mineral de estructura cristalográfica conocida (Prior et al., 1999; Fliervoet et al., 1999).

Los análisis de EBSD se realizaron en la School of Geosciences de la Universidad de Edimburgo, bajo la supervisión de la Dra. N. Cayzer. El microscopio electrónico de barrido utilizado es un modelo Philips XL30CP que tiene incorporada una cámara EBSD con pantalla de fósforo de la compañía HKL. Los datos de orientación cristalográfica han sido tratados con el software HKL Channel 5, que permite la realización de mapas de orientación cristalográfica de granos, diagramas estereográficos de orientación cristalográfica preferente normales e inversos, análisis de orientación cristalográfica de datos adyacentes donde se puede llevar a cabo la reconstrucción de los bordes de grano y de subgrano. La reconstrucción de los bordes de grano permite separar los datos según el tamaño de grano, de modo que pueden representarse en proyecciones estereográficas de forma separada los datos correspondientes a porfiroclastos de los granos de recristalización dinámica.

## 1.4. DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN

En la Fig.1.1. se ha esquematizado el desarrollo de la investigación desde el planteamiento del problema hasta la resolución del mismo y la obtención de conclusiones.



**Figura 1.1.** Diagrama de flujos en donde se muestra el desarrollo de la investigación desde el planteamiento del problema a resolver, la aplicación de distintas metodologías, los resultados parciales que se obtienen de las mismas y por último la conclusión final que responde al problema planteado inicialmente.

## 1.5. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA

Para la exposición de los antecedentes, resultados, discusión y conclusiones de la investigación se ha optado por una división en 8 capítulos.

El capítulo 2 sirve de marco geológico y muestra la situación del conocimiento en materia de geología regional de la zona de estudio antes de la realización de la tesis. Este capítulo de marco geológico y antecedentes se ha dividido en tres subapartados principales que abarcan de menor a mayor escala: (1) una descripción detallada de la subunidad del Macizo Ibérico donde se encuentra el área de

estudio, es decir la Zona de Ossa-Morena; (2) una descripción del estado de conocimiento actual del Complejo Ígneo de Santa Olalla incluyendo la cartografía geológica que se ha obtenido a partir de las cartografías previas mejoradas con nuevos datos de campo tomados durante el desarrollo de la tesis; y (3) una descripción del yacimiento de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca que ha sido objeto de numerosos estudios recientemente.

A continuación, en los capítulos 3 a 7, se desarrolla el cuerpo principal de la tesis desde un punto de vista temático. La separación por temas del cuerpo principal de la tesis se ha escogido en aras de una mayor claridad durante la exposición. En cada uno de estos capítulos se ha seguido siempre el mismo esquema, una introducción sobre la cuestión que se va a tratar, una explicación detallada de las metodologías empleadas, una exposición de los resultados y, finalmente, una discusión de los mismos.

En el capítulo 3 se expone el estudio geocronológico U-Pb realizado en las rocas del Complejo Ígneo de Santa Olalla y otros cuerpos ígneos espacialmente relacionados.

El capítulo 4 combina dos metodologías clásicas que se han utilizado frecuentemente en estudios para determinar la estructura de plutones como son: el estudio de la orientación de las fábricas ígneas a mesoescala junto con la modelización gravimétrica para establecer la geometría de los cuerpos plutónicos en profundidad. Ambas metodologías han permitido discutir, en una primera instancia, distintas hipótesis para el modelo de emplazamiento del Complejo Ígneo de Santa Olalla y su evolución tectónica.

El capítulo 5 expone los resultados de una campaña gravimétrica de detalle desarrollada sobre el área del stock de Aguablanca realizada con un doble objetivo: la prospección de nuevas mineralizaciones de Ni-Cu-(EGP) en las inmediaciones del yacimiento y la modelización en 3 dimensiones del stock de Aguablanca y los cuerpos mineralizados. Con los resultados de este estudio gravimétrico y los datos estructurales tomados en el campo se ha discutido un modelo de emplazamiento para el stock de Aguablanca y los cuerpos mineralizados.

El capítulo 6 muestra un estudio detallado de la microestructura y petrofábrica de las rocas ígneas pertenecientes al Complejo Ígneo de Santa Olalla. Este estudio ha servido para complementar el modelo de emplazamiento y evolución tectónica del Complejo Ígneo de Santa Olalla discutido inicialmente en el capítulo 5.

De los estudios descritos anteriormente y de los trabajos de campo se dedujo la importancia que presenta, para el modo de ascenso y emplazamiento de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla, la existencia una zona de cizalla dúctil no descrita hasta la fecha que llamaremos zona de cizalla dúctil de Cherneca. El estudio detallado de la microestructura y petrofábrica de los mármoles miloníticos de dicha zona de cizalla ha sido abordado en el capítulo 7.

Por último en el capítulo 8 se exponen de forma combinada todas las conclusiones referentes al Complejo Ígneo de Santa Olalla que se deducen de los trabajos de investigación descritos en los capítulos previos, así como las implicaciones en materia de geología estructural que se han obtenido de

los estudios de petrofábrica y microestructura que son de interés general para su aplicación en contextos geológicos similares.

## **1.6. SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO**

La zona de estudio está situada en el límite entre las provincias de Badajoz, Sevilla y Huelva. Comprende los términos municipales Cala, Santa Olalla de Cala y El Real de la Jara, así como parte del término municipal de Monesterio.

El área está comprendida entre las coordenadas UTM, huso 29 en metros 733000 y 757000 de longitud y 4.197000 y 4.210000 de latitud. La zona de estudio comprende parcialmente las hojas topográficas 1:25000 918-II, 918-IV, 919-I y 919-III editadas por el Instituto Geográfico Nacional.



## *Capítulo 2*

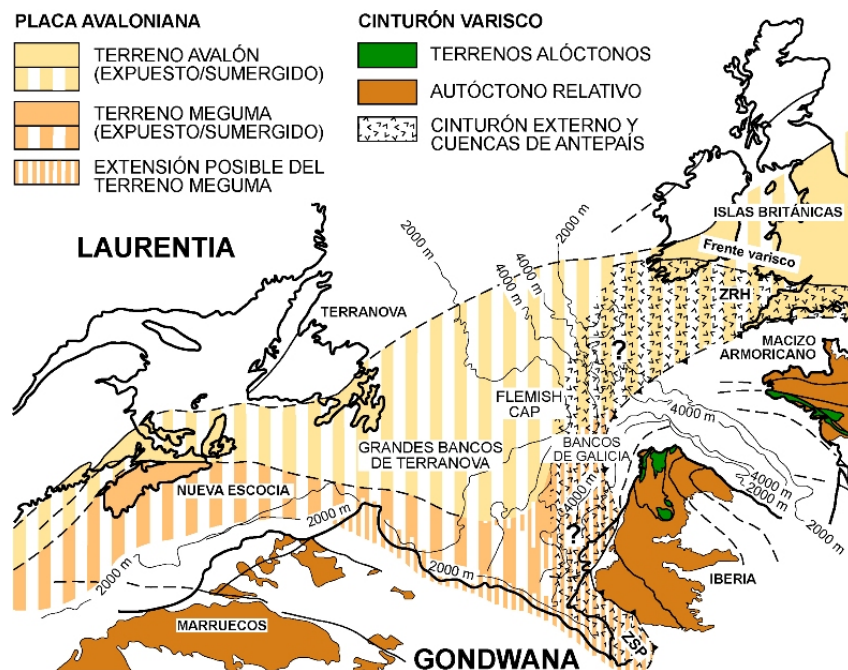
---

# **MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES**



## 2.1. EL MACIZO IBÉRICO

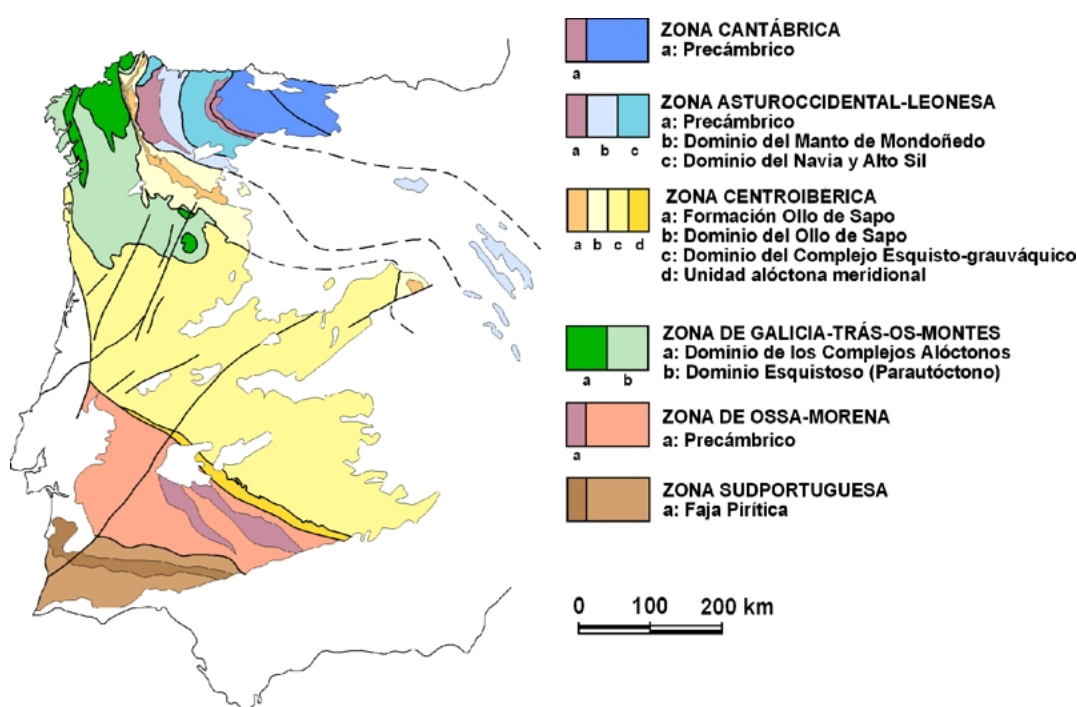
El basamento pre-Mesozoico europeo está constituido por metasedimentos y rocas ígneas de edades comprendidas entre el Proterozoico Superior y el Carbonífero, que fueron metamorfizados y deformados con intensidad variable antes del Pérmico durante la Orogenia Varisca. El Orógeno Varisco se produjo debido a la colisión de dos masas continentales, Gondwana situada al SE y Laurussia (Laurentia-Báltica-Avalonia) al NO, tras el cierre de las cuencas oceánicas que las separaban (Brun y Burg, 1982; Matte 1986, 2001; Castro, 1987; Franke, 1989; Shelley y Bossiere, 2000). Actualmente se pueden encontrar macizos pertenecientes a la Cadena Varisca desde los Apalaches y los Montes Ouachitas al Este de Norteamérica, hasta los Mauritánides en el Oeste de África y los Macizos de Bohemia, Renano, Central Francés, Armoricano e Ibérico en Europa (Fig.2.1.). En estos macizos aparecen segmentos más o menos profundos del orógeno expuestos por acción de la erosión. Los macizos, originalmente unidos, han sido desmembrados durante el proceso de apertura del Océano Atlántico y las zonas afectadas por la Orogenia Alpina. En una sección transversal a la cadena se distinguen una zona central interna caracterizada por rocas muy deformadas, afectadas por metamorfismo y con abundantes intrusiones de granitoides. Esta zona central está flanqueada por dos bandas externas con una estructura de pliegues y cabalgamientos de tipo piel fina, que afecta a sedimentos con grado metamórfico muy bajo o nulo.



**Figura 2.1.** Reconstrucción de la Pangea en la región próxima a Iberia (basada en Lefort, 1989 y en Skehan y Rast, 1995). ZRH: Zona Rhenohercínica. ZSP: Zona Surportuguesa. Según Martínez Catalán et al. (1997).

En la Península Ibérica los materiales pertenecientes al Orógeno Varisco afloran extensamente en la mitad occidental, constituyendo el Macizo Ibérico, que está limitado al N, O y SO por el Océano Atlántico, al SE por la depresión del Guadalquivir, al E por sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos y al NE por la Cordillera Pirenaica.

Los primeros trabajos en establecer una zonación geológica del Macizo Ibérico atendiendo a criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos fueron llevados a cabo por Lotze (1945). Dicha zonación se ha mantenido hasta la actualidad con algunas modificaciones, entre las que destacan la propuesta de Julivert et al. (1972) que unificó las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdice en la denominada Zona Centroibérica, y la propuesta de Farias et al. (1987) y Arenas et al. (1988) que añadió una nueva zona denominada Zona de Galicia-Tras-Os-Montes. En la actualidad está ampliamente aceptada la subdivisión de Macizo Ibérico en las siguientes zonas de NE a SO: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia-Tras-Os-Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (Fig.2.2.).



**Figura 2.2.** División en zonas del Macizo Ibérico, en Pérez-Estaún et al. (2004).

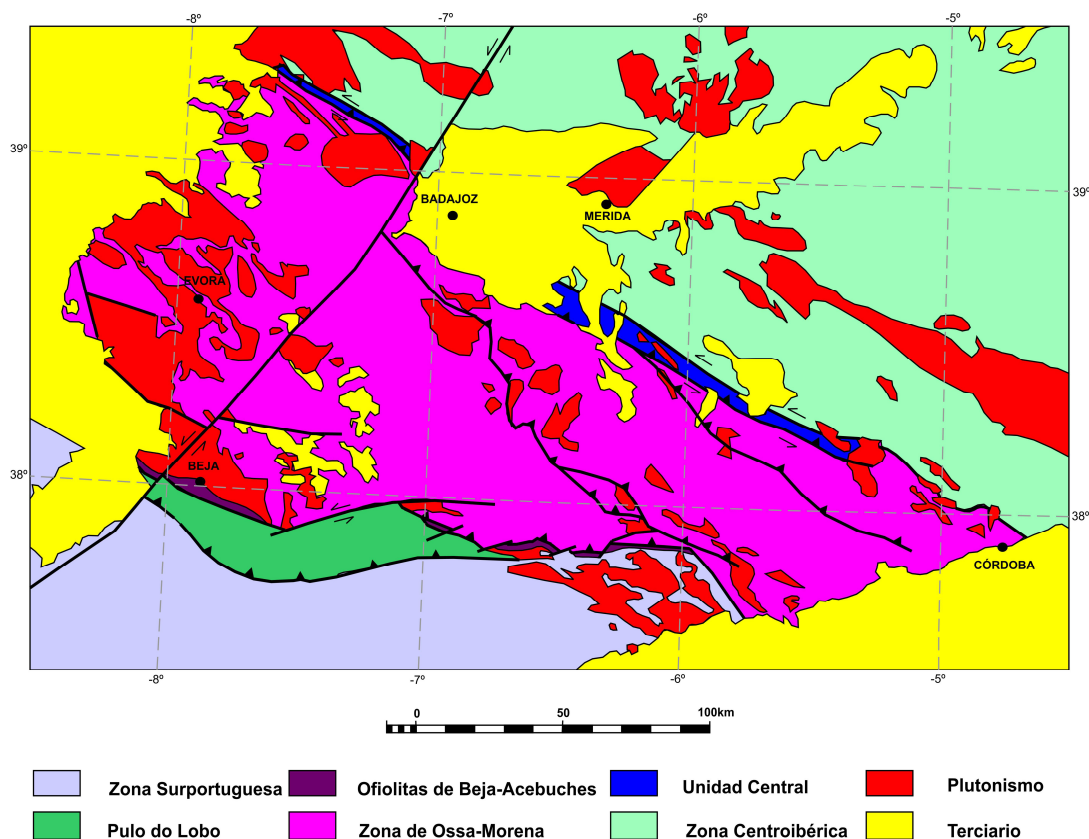
En el Macizo Ibérico se conserva una transversal completa del Orógeno Varisco. Las zonas Cantábrica y Surportuguesa representan las zonas externas del orógeno, en donde se concentra la sedimentación sinorogénica carbonífera, y están caracterizadas por una estructura de piel fina. En cambio el resto de las zonas corresponden a las regiones internas del orógeno, caracterizadas por un metamorfismo de intensidad variable acompañado de magmatismo y una deformación intensa. La vergencia general de las estructuras cambia a partir de la zona axial situada en la Banda de Cizalla de

Badajoz-Córdoba (Burg et al., 1981; Parga Pondal et al., 1982), que divide el orógeno en dos ramas (Julivert y Martínez, 1983), una septentrional con vergencia hacia el NE y una meridional con vergencia hacia el SO. En la rama septentrional (Zonas Centroibérica, de Galicia-Tras-Os-Montes, Asturoccidental-Leonesa y Cantábrica) la deformación es predominantemente coaxial, con la dirección de máxima compresión orientada perpendicularmente a los pliegues y cabalgamientos, cuyas trazas describen una curvatura conocida como rodilla astúrica. En cambio en la rama meridional (Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa) la deformación que domina es no coaxial, caracterizada por una orientación oblicua de la dirección de máxima compresión (OSO-ENE) respecto a la dirección de las estructuras (NO-SE), por lo que domina una deformación transpresiva con cinemática sinistral.

El presente estudio está localizado en las zonas internas de la rama meridional de la Cadena Varisca que aflora en el Macizo Ibérico, más concretamente en la Zona de Ossa-Morena.

### 2.2. ZONA DE OSSA-MORENA

Se extiende con una dirección NO-SE desde Portugal hasta la Cuenca del Guadalquivir, donde los sedimentos terciarios recubren los materiales paleozoicos. Las estructuras presentan una orientación NO-SE y afloran materiales desde el Proterozoico Superior hasta el Pérmico (Fig.2.3.).



**Figura 2.3.** Esquema estructural de la Zona de Ossa-Morena; se muestran los límites con la Zona Centroibérica y la Zona Surportuguesa.

### **2.2.1. Estratigrafía**

#### **2.2.1.1. Precámbrico**

Las rocas precámbricas afloran principalmente a lo largo de tres alineaciones: la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba al N, el Antiforme de Monesterio en el centro y Macizos de Évora-Aroche-Aracena, al S.

Las rocas precámbricas se pueden dividir, atendiendo a su relación con la Orogenia Cadomiense, en dos grandes grupos: sucesiones preorogénicas y sinorogénicas (Quesada et al., 1990a).

De acuerdo con este autor, las sucesiones preorogénicas constan de tres unidades: (a) el supergrupo de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, (b) cuerpos de serpentinitas y (c) el grupo de la Sierra Albarrana.

a) El supergrupo de **Valencia de las Torres-Cerro Muriano** está compuesto por la Formación Blastomilonítica (Delgado Quesada, 1971; García Casquero, 1990; Arriola et al., 1983) y la Serie Negra (Carvalhosa, 1965) a techo. El contacto entre ambas formaciones ha sido interpretado como una discordancia (Pascual, 1981), y como parte del desarrollo gradual de una cuenca (Apalategui et al., 1983). La Serie Negra está formada por esquistos oscuros y metagrauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras y anfibolitas. En la transversal entre Monesterio y Fuente de Cantos, Eguíluz (1987) discriminó dos conjuntos dentro de la Serie Negra: (1) La sucesión Montemolín, compuesta de esquistos y cuarzo-esquistos biotíticos y anfibolitas que se hacen más abundantes hacia techo, todo con intercalaciones de cuarcitas negras y carbonatos; y (2) la Sucesión Tentudía, constituida por metagrauvacas alternantes con pizarras negras que presentan intercalaciones de cuarcitas negras y rocas volcánicas. Las edades radiométricas obtenidas de la Serie Negra indican una probable edad Vendiense (Schäfer et al., 1993; Ordóñez Casado, 1998; Fernández-Suárez et al., 2002).

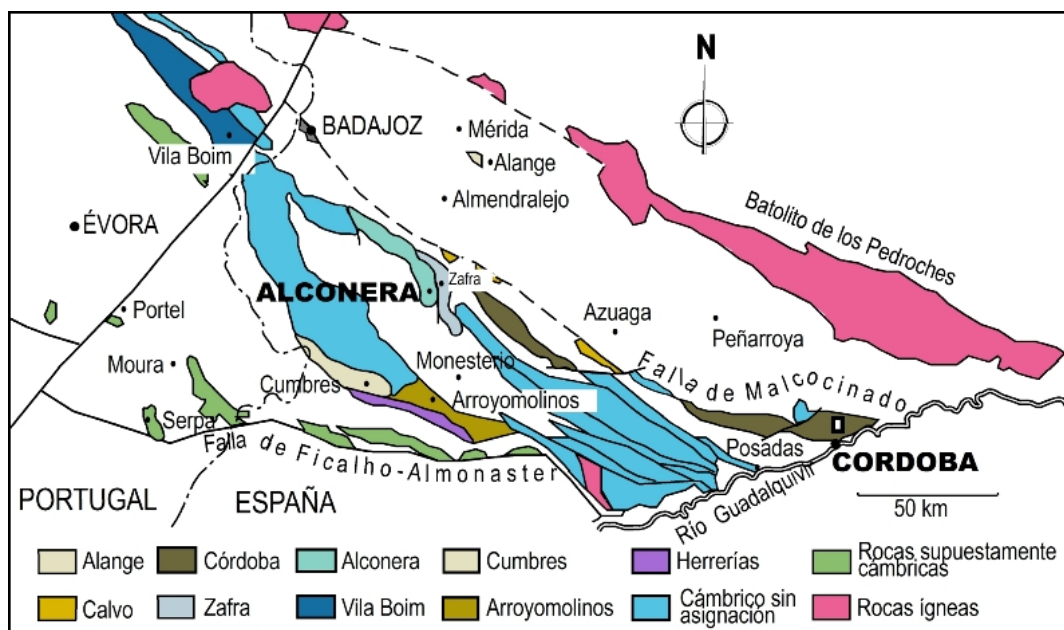
b) Las serpentinitas, interpretadas como parte de secuencias ofiolíticas (Eguíluz, 1987) afloran en el flanco sur del antiforme de Olivenza-Monesterio.

c) El grupo de Sierra Albarrana está formado por una potente serie de pizarras, areniscas y cuarcitas. La presencia de intrusiones de edad Paleozoico Inferior llevó a García-Casquero et al. (1985) y Ábalos et al. (1991a) a considerar este grupo como Precámbrico. En cambio Apalategui et al. (1985a), Marcos et al. (1991) y Azor et al. (1992) lo considera Paleozoico.

Las sucesiones precámbricas consideradas sinorogénicas con respecto a la Orogenia Cadomiense (Quesada et al., 1990a), aparecen de forma discordante sobre los materiales preorogénicos y sólo están afectadas por los últimos estadios de dicha orogenia. Estas sucesiones constan de un complejo vulcanosedimentario calcoalcalino (Formación Malcocinado, definida por Fricke, 1941), interpretado como un magmatismo originado en una posible zona de subducción (Apalategui et al., 1985b; Sánchez Carretero et al. 1989; Pin et al., 2002), y un complejo flyschoides.

### 2.2.1.2. Cámbrico

Los afloramientos de edad cámbrica de la zona de Ossa-Morena se han subdividido en diversas cubetas tectosedimentarias desarrolladas durante una etapa de rifting (Liñán, 1984; Liñán y Quesada, 1990), entre las que destacan la cubeta de Alconera y la de Córdoba (Fig.2.4.), con características que indican respectivamente dominios más y menos subsidentes (Perejón et al., 2004).



**Figura 2.4.** Distribución geográfica de las principales unidades tectosedimentarias del cámbrico de Ossa-Morena, modificada de Liñán y Quesada, 1990.

La cubeta tectosedimentaria de Alconera comprende la mayor extensión de materiales cámbricos dispuestos en torno al núcleo precámbrico del antiforme de Olivenza-Monesterio. La sucesión se caracteriza por una serie inferior detrítica, una secuencia carbonatada intermedia donde alternan calizas y terrígenos, y finalmente una secuencia superior nuevamente detrítica.

Los materiales cámbricos presentan cantidades significativas de rocas volcánicas intercaladas, que han sido estudiadas en ambos flancos del antiforme de Olivenza-Monesterio (Sánchez-García, 2001; Sánchez-García et al. 2003).

En el flanco suroeste del antiforme de Olivenza-Monesterio aparece discordante sobre la Serie Negra, pero por debajo del tramo carbonatado, un complejo vulcanosedimentario del Cámbrico inferior conocido como Complejo de Bodonal-Cala (Eguíluz, 1987), que comienza con conglomerados en la base, continúa con una serie de pizarras que alternan con cineritas y tobas riolíticas, con intercalaciones de pórfidos riolíticos de grano grueso (Pórfido de Bodonal-Cala, Hernández Enrile, 1971) y rocas carbonatadas. Estas últimas son más abundantes hacia techo hasta que la secuencia finaliza con la formación carbonatada intermedia.

### *2.2.1.3. Ordovícico, Silúrico y Devónico*

La estratigrafía del Ordovícico al Devónico en Ossa-Morena se caracteriza por ambientes mucho más profundos y alejados de la costa de los que aparecen en la Zona Centroibérica. Este brusco cambio de ambiente al atravesar la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba es indicativo de la importancia que tiene dicho accidente, alterando significativamente la paleogeografía del margen pasivo que tuvo lugar del Ordovícico al Devónico (Robardet, 2002).

El Ordovícico de la Zona de Ossa-Morena aflora en dos áreas distintas: una delgada franja entre Cazalla de la Sierra y Puebla de los Infantes y una amplia zona que va desde Estremoz (Portugal) hasta Almadén de la Plata. La secuencia comienza con una formación de conglomerados, discordante sobre el Cámbrico, que en ocasiones presenta intercalaciones de pizarras y cuarcitas. Por encima de la formación de conglomerados aparecen pizarras en ocasiones alternantes con areniscas y calizas (Gutiérrez Elorza y Hernández Enrile, 1965).

El Silúrico se desarrolla en continuidad con el Ordovícico. Los afloramientos más representativos del Silúrico aparecen en los sinclinales del Valle y Cerrón del Hornillo (Jaeger y Robardet, 1979). El Silúrico de Ossa-Morena se caracteriza por el dominio de las facies lutíticas con abundancia de Graptolitos, y por un carácter bastante condensado.

Al igual que el Silúrico aparece en continuidad con el Ordovícico, también el Devónico se deposita sin interrupción sobre el Silúrico. Los depósitos devónicos están dominados por las pizarras, en ocasiones muy fosilíferas, y en mucha menor medida grauvacas, conglomerados y calizas.

### *2.2.1.4. Carbonífero y Pérmico*

El Carbonífero de Ossa-Morena se divide en tres unidades fundamentales separadas por discordancias: (1) la sucesión comienza con una serie tipo Culm de carácter turbidítico (Ortuño, 1971; Santiesteban et al., 1990), progresivamente más moderna de SO a NE (Quesada et al., 1990b), con rocas volcánicas básicas intercaladas (Julivert, 1983); (2) continúa con una serie de pizarras, areniscas y conglomerados, con capas de carbón (Ortuño, 1971); y (3) finaliza con una formación postectónica de carácter molásico (Julivert, 1983).

El Pérmico aparece en cuencas aisladas como la de Guadalcanal (Broutin, 1983) y Río Viar (Martín Escorza y Rivas Ponce, 1975), donde afloran sedimentos del Estefaniense al Autuniense en continuidad sedimentaria.

## **2.2.2. Estructura**

Las estructuras principales de la Zona de Ossa-Morena tienen una dirección NO-SE con vergencia hacia el SO. La estructura general que se observa en la actualidad fue adquirida durante la Orogenia Varisca.



En lo tocante a las deformaciones prevariscas existe una importante controversia entre los autores que defienden la existencia de evidencias de una deformación Cadomiense previa (Quesada, 1991, 1997; Ábalos et al. 1991a; Ábalos y Díaz Cusí, 1995; Eguíluz et al. 2000) y los que consideran que las deformaciones compresivas que ha sufrido la Zona de Ossa-Morena son exclusivamente variscas (Burg et al., 1981; Matte, 1986; Azor et al., 1993, 1994; Simancas et al., 2001). Este debate es especialmente significativo en lo relativo a la interpretación de las rocas metamórficas de alto grado aflorantes en la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Unidad Central de Azor et al., 1994), que unos autores consideran como evidencia de la sutura de la Orogenia Cadomiense, posteriormente reactivada durante el ciclo varisco como una zona de cizalla dúctil sinistral (Quesada, 1991, 1997; Ábalos et al. 1991a; Eguíluz et al. 2000), mientras que otros autores consideran que es una sutura con carácter sinistral transpresivo originada durante la amalgamación de la Zona de Ossa-Morena a la Zona Centroibérica en la Orogenia Varisca (Azor et al., 1993, 1994).

### 2.2.2.1. Límites

El límite norte de la Zona de Ossa-Morena, en contacto con la Zona Centroibérica, ha sido objeto de debate. Inicialmente Lotze (1945) lo situó en el batolito de los Pedroches, un límite que fue adoptado por Julivert et al. (1972), basándose en las diferencias en la sedimentación del Paleozoico Inferior, y las áreas de magmatismo y metamorfismo intensos. En cambio desde el punto de vista estructural y estratigráfico parece más lógico situar el límite en la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Burg et al., 1981; Díez Balda et al., 1990) (Fig.2.3.). El área que queda entre ambos límites propuestos se conoce como Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, y diversos autores la han incluido dentro de la Zona Centroibérica (Robardet, 1976; Chacón y Pascual, 1977; Quesada et al., 1987). Aunque recientemente San José et al. (2004) han propuesto una nueva zona del Macizo Ibérico, llamada Zona Lusitano-Mariánica, situada entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena que estaría limitada por el Batolito de los Pedroches y la Banda de Cizalla de Badajoz-Córdoba.

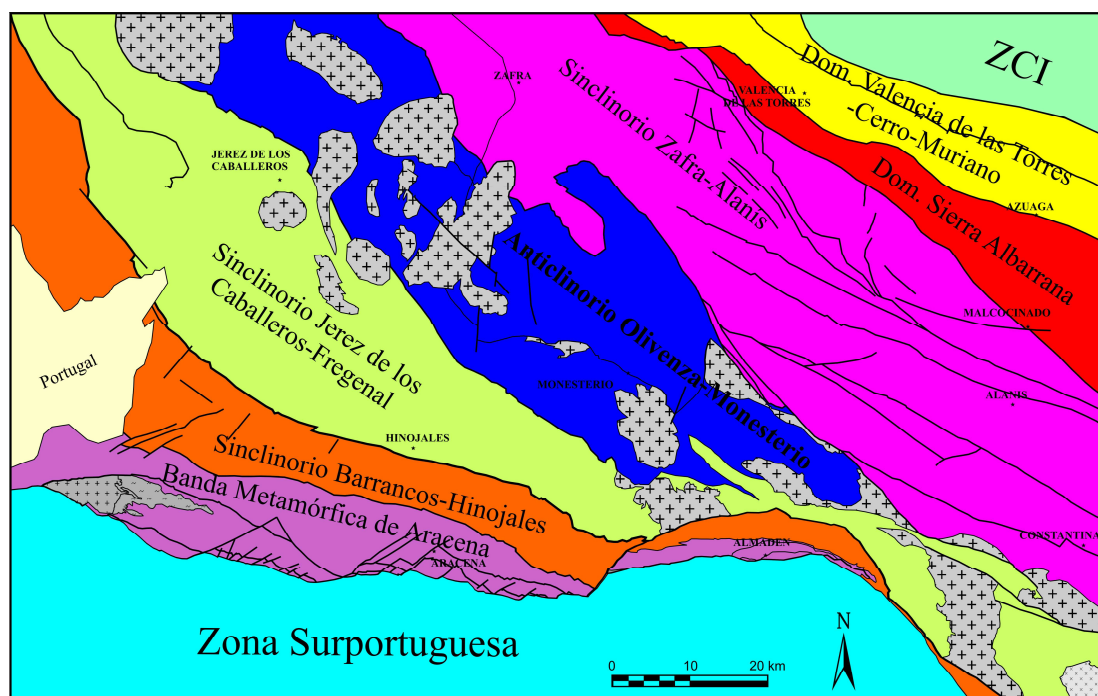
En el Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina el precámbrico es equivalente al que se encuentra al S de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, mientras que el paleozoico es típicamente centroibérico, lo que sugiere que perteneció a la Zona Centroibérica en el paleozoico y que contiene el límite precámbrico entre las dos zonas, según Quesada y Dallmeyer (1994).

Menos controvertido es el límite SO de la Zona de Ossa-Morena con la Zona Surportuguesa (Ábalos, 1988), cuyo origen exótico ha sido probado con estudios de circones heredados (De la Rosa et al. 2002). En la sutura entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa afloran las anfibolitas de Beja-Acebuches (Bard, 1969; Bard y Moine, 1979; Dupuy et al., 1979; Eden, 1991; Quesada et al., 1994a; Díaz Azpíroz y Fernández, 2003) de afinidad ofiolítica, que quedan imbricadas sobre la zona del Pulo do Lobo interpretada como un prisma de acreción (Eden, 1991; Quesada et al., 1994a) (Fig.2.3.). El límite preciso entre ambas zonas ha sido situado en la Falla de Ficalho-Almonaster (Florido y

Quesada, 1984) que separa las anfibolitas de Beja-Acebuches de la Seria Negra y/o el Cámbrico en los macizos meridionales de la ZOM.

#### 2.2.2.2. Dominios estructurales. El Anticlinorio de Olivenza-Monesterio

De acuerdo con su estructura la Zona de Ossa-Morena se puede dividir en distintos dominios, principalmente según la separación de grandes anticlinorios y sinclinorios, que de NE a SO son: (1) Dominio de Valencia de la Torres-Cerro Muriano (se corresponde con la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba), (2) Dominio de Sierra Albarrana, (3) Sinclinorio de Zafra-Alanís, (4) Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, (5) Sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra, (6) Sinclinorio de Barrancos-Hinojales, (7) Banda Metamórfica de Aracena (Fig. 2.5.).



**Figura 2.5.** Dominios estructurales de la zona de Ossa-Morena. Modificado de Sánchez-Jimenez (2003).

Dada la localización de la zona de estudio en el flanco sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, nos centraremos en la descripción morfotectónica de este dominio. El núcleo del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Alía Medina, 1963) está constituido por un amplio afloramiento de materiales precámbricos de la Serie Negra rodeados por materiales paleozoicos. El anticlinorio se formó durante el plegamiento varisco afectando a los materiales de la Serie Negra, con una estructura precámbrica previa, y a la serie paleozoica depositada discordantemente encima de ella. El plegamiento es recumbente con vergencia SO, y corresponde a una tectónica de tipo piel gruesa que involucra tanto a la cobertera como al basamento precámbrico (Serie Negra). El Anticlinorio de Olivenza-Monesterio en su límite sur cabalga sobre el Sinclinorio de Jerez de los Caballeros-Fregenal. El núcleo formado por la Serie Negra aparece cortado por una estructura dúctil de tipo inverso, conocida como cabalgamiento de

Monesterio (Eguíluz et al., 1983; Eguíluz, 1987), de dirección NO-SE, que separa dos dominios metamórficos diferentes, al SO la unidad de Arroyomolinos con grado bajo y al NE la de Fuente de Cantos con grado medio a alto, que pasa gradualmente a una zona de anatexia con abundantes migmatitas y granitos anatócticos.

La estructura de la Serie Negra en el núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio es compleja (Eguíluz y Ramón-Lluch, 1983), en la que se puede reconocer: una fase inicial de plegamiento que desarrolla pliegues isoclinales de dirección E-O con una esquistosidad de plano axial muy penetrativa, posteriormente se generaron pliegues de dirección N60-80 vergentes al sur que repliegan la estructura anterior y, por último, el plegamiento de dirección N120-140, vergente al SO y que lleva asociada una esquistosidad espaciada de plano axial. Esta última etapa de plegamiento es la responsable de la formación del anticlinorio y su edad es claramente varisca.

### 2.2.2.3. Evolución tectónica

La Zona de Ossa-Morena ha sido interpretada como un *terrane* poliorogénico acrecionado a la Zona Centroibérica durante la Orogenia Cadomiense (620-530 Ma), cuya sutura aparece expuesta a lo largo de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Quesada 1990, 1991, 1997; Eguíluz et al. 2000); si bien otros autores consideran que la Orogenia Cadomiense no quedó registrada en la zona de Ossa-Morena (Azor et al., 2004). Durante el Cámbrico y el Ordovícico tuvo lugar un evento de rifting que culminó en la generación de nueva corteza oceánica (posiblemente perteneciente al Océano Rheico) (Liñán y Quesada, 1990; Sánchez García et al., 2003; Expósito et al., 2003). Desde el Ordovícico hasta el Devónico Medio hubo una estabilidad tectónica en un estadio de margen pasivo, que finalizó con la llegada de los primeros eventos variscos. En esta parte del orógeno, la tectónica varisca comenzó con la subducción oblicua del Océano Rheico bajo el margen sur de la Zona de Ossa-Morena, donde la eventual acreción de fragmentos de corteza oceánica dio lugar a la formación del prisma acrecionario del Pulo do Lobo y las Ofiolitas de Beja-Acebuches (Munhá et al., 1986; Silva, 1989; Quesada, 1991; Quesada et al., 1994a), al mismo tiempo que un arco volcánico se formaba en el extremo meridional de Ossa-Morena (Santos et al., 1987). La subducción de toda la corteza oceánica finalizó con la colisión oblicua (sinestral) de la Zona Surportuguesa, que se propagó de forma diacrónica hacia ambos lados de la sutura desde el Devónico Superior hasta el Viseense (Ribeiro et al., 1990; Quesada, 1991). A continuación la orogenia continuó con la subducción continental del margen externo de la Zona Surportuguesa por debajo de la Zona de Ossa-Morena, hasta el Pérmico Inferior cuando cesó la colisión. Durante todo el proceso orogénico la Zona de Ossa-Morena actuó como una placa superior sometida a un régimen tectónico transpresivo, como resultado del cuál la antigua sutura cadomiense fue reactivada dando lugar a la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Ábalos y Eguíluz, 1989, 1990a,b,c,d, 1991, 1992; Ábalos, 1992).

La evolución estructural de la ZOM durante la Orogenia Varisca estuvo principalmente dominada por una tectónica transpresiva sinistral durante toda su duración (desde el Devónico Medio hasta el Pérmico Inferior). El resultado principal fue la generación de una estructura de dúplex, limitados por fallas direccionales inversas, que afectaron a la cobertera paleozoica y al basamento precámbrico en un régimen de tipo piel gruesa. La generación de las estructuras variscas, estuvo fuertemente condicionada por la compartimentación adquirida durante el evento de rifting Cambro-Ordovícico (Sánchez García et al., 2003), y en muchos casos se generaron a partir de la inversión de las estructuras extensionales de dicho evento.

En un primer momento se generaron pliegues acostados vergentes al SO con amplitudes y longitudes de onda de varios kilómetros que se caracterizan por el adelgazamiento de los flancos y el engrosamiento de las charnelas. Estas estructuras llevan asociadas una esquistosidad de plano axial y en ocasiones una lineación de estiramiento, desarrolladas en condiciones de grado bajo (Expósito et al., 2002). Acompañando esta etapa de plegamiento se generaron cabalgamientos vergentes al SO que cortan los pliegues, cuyo principal ejemplo es el cabalgamiento de Olivenza-Monesterio (Eguíluz, 1987; Expósito, 2000; Expósito et al., 2002), que cruza oblicuamente el núcleo del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio con una dirección NO-SE, escindiéndose en el hacia el oeste en diferentes ramas que después convergen dando lugar a *horses*. La estructura varisca de la zona de Ossa-Morena está fuertemente condicionada por la generación del potente apilamiento antiformal que tiene lugar en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, caracterizado por una tectónica de tipo piel gruesa, mientras que al SO de esta estructura se produce un despegue de la cobertera paleozoica dando lugar a un abanico imbricado de cabalgamientos en un régimen de piel fina, vergente al SO, asociado a grandes pliegues recumbentes (Vauchez, 1975; Quesada et al., 1994b; Expósito, 2000).

A continuación tiene lugar un evento transtensional relacionado con el colapso del edificio orogénico, durante el cuál se generaron algunas cuencas sinorogénicas (por ejemplo el flysch de Terena). Este colapso afectó a todo el SO peninsular durante el Carbonífero Inferior (Munhá, 1983; Oliveira, 1990; Simancas et al., 2003). Durante esta etapa se generaron fallas normales con componente de movimiento sinistral de bajo ángulo, algunas relacionadas con la génesis de cuencas carboníferas (Azor, 1994).

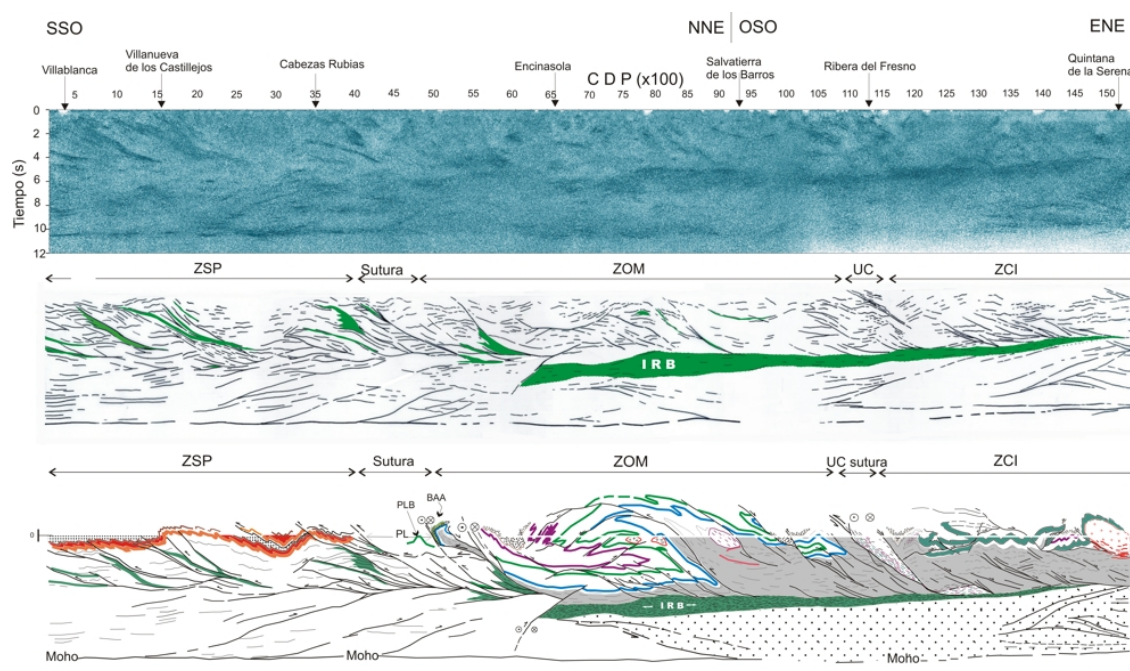
Un segunda fase de plegamiento de dirección NO-SE, también con vergencia SO aunque con planos axiales subverticales, se desarrolló después replegando con interferencias en forma de ganchos la estructura anterior, así como las cuencas sinorogénicas del Carbonífero Inferior. Acompaña a la generación de estos pliegues una esquistosidad de plano axial que crenula con intensidad variable la esquistosidad de primera fase.

Finalmente la dirección general del orógeno NO-SE fue retrabajada por desgarres tardíos sinistral de dirección N50-70, que generaron las formas cartográficas sigmoidales que caracterizan la

estructura general de la Zona de Ossa-Morena (un ejemplo significativo de esta familia de desgarres es la falla de Zufre, presente en el área de estudio).

### 2.2.2.4. Estructura profunda

Recientemente se ha realizado un perfil sísmico de reflexión profunda conocido como IBERSEIS (Simancas et al., 2003), que atraviesa el SO de la Península Ibérica desde el extremo meridional de la Zona Centroibérica hasta el norte de la Zona Surportuguesa, lo que ha proporcionado una imagen completa de la estructura de la corteza de la Zona de Ossa-Morena y los límites con las zonas adyacentes (Fig.2.6.).



**Figura 2.6.** Perfil sísmico profundo de reflexión IBERSEIS y su interpretación geológica según Simancas et al. (2003). Arriba perfil sísmico migrado, en medio dibujo de los reflectores, abajo interpretación geológica. CDP: *Common Depth Points*, ZSP: Zona Surportuguesa, ZOM: Zona de Ossa-Morena, ZCI: Zona Centroibérica, IRB: Cuerpo Reflectivo Iberseis, BAA: anfibolitas de Beja-Acebuches, PL: Pulo do Lobo, PLB: basaltos del Pulo do Lobo.

El perfil muestra para la corteza superior de la Zona Surportuguesa una estructura típica de *foreland* con un cinturón de pliegues y cabalgamientos enraizados en una zona de despegue situada en la corteza media. Este cinturón imbricado vergente hacia el SO es característico de una tectónica de piel fina. En cambio en la corteza inferior de la zona Surportuguesa se observan reflectores con vergencia NE que han sido interpretados como retrocabalgamientos por Simancas et al. (2003), aunque también podrían representar reflexiones oblicuas fuera del plano del perfil. En la corteza superior de la Zona de Ossa-Morena se observa una tectónica de piel gruesa con pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el SO, que se enraízan en una zona subhorizontal de alta reflectividad situada en la corteza media,

denominada IRB (Iberian reflective body), que se extiende por la Zona de Ossa-Morena y el extremo meridional de la Zona Centroibérica. Esta zona de alta reflectividad ha sido interpretada como una intrusión máfica-ultramáfica emplazada a favor de un despegue situado en la corteza media (Simancas et al., 2003). En la corteza inferior de la Zona de Ossa-Morena llama la atención la ausencia de reflectores. En los contactos entre las distintas zonas se observan reflectores con geometría en abanico, que se unen en profundidad, que han sido interpretados como fallas con una importante componente de movimiento sinistral (Simancas et al., 2003).

El conocimiento de la estructura de la corteza también ha sido abordado mediante estudios magnetotelúricos (Monteiro Santos et al., 1999, 2001, 2002; Pous et al., 2004). Pous et al. (2004) han encontrado una zona de alta conductividad en la corteza media de Ossa-Morena coincidente con la localización del IRB, lo cual parece descartar la interpretación que considera este cuerpo como una intrusión única. Por ello Pous et al. (2004) han propuesto que el IRB puede ser un complejo de sills máficos-ultramáficos que intruyen en materiales ricos en grafito (posiblemente de la Serie Negra o materiales similares) permitiendo una alta conductividad para dicha zona siempre que el grafito permanezca interconectado.

### **2.2.3. Metamorfismo**

La Zona de Ossa-Morena presenta zonas con grados metamórficos muy variables que van desde las zonas sin metamorfismo o con anquimetamorfismo hasta zonas de alto grado. Aunque ha habido un largo debate sobre la edad de las deformaciones y el metamorfismo precámbrico y/o varisco, actualmente un número importante de autores consideran la existencia de un evento tectonometamórfico Cadomiense (Quesada, 1975, 1990, 1991, 1997; Pérez Lorente, 1977; Chacón, 1979; Eguíluz y Quesada, 1980; Pascual, 1981; Herranz, 1984; Ábalos y Eguíluz, 1990a,b, 1994; Ábalos et al., 1991a; Quesada y Dallmeyer, 1994; Eguíluz et al., 2000; Bandrés et al., 2002) sobre el que fue superpuesto con intensidad variable el evento varisco (Apalategui et al., 1990a, Dallmeyer y Quesada, 1992; Eguíluz et al., 2000).

#### **2.2.3.1. Zonas metamórficas finiprecámbricas**

En la zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba afloran gneises con metamorfismo de alto grado y procesos anatéticos, además de anfibolitas, producto de la retrogradación de eclogitas (Mata y Munhá, 1986; Ábalos et al., 1991a). Este metamorfismo es coetáneo con la primera fase de deformación aunque su edad es controvertida (Blatrix y Burg, 1981; Quesada y Dallmeyer, 1994). A continuación tiene lugar la intrusión de granitos que producen un metamorfismo de contacto (Ábalos, 1989). Durante la deformación transpresiva sinistral varisca de este dominio tuvo lugar la retrogradación, que ha sido datada en 370-330 Ma (García-Casquero et al., 1988; Dallmeyer y Quesada, 1989; Dallmeyer et al., 1993).

En las rocas de la Serie Negra aflorantes en el núcleo del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, se observa un metamorfismo con una gradación desde facies esquistos verdes hasta anfibolitas que ha sido relacionado con el ciclo metamórfico finiprecámbrico (Quesada, 1975; Eguíluz y Quesada, 1980; Eguíluz et al., 1984; Quesada y Munhá, 1990).

### **2.2.3.2. Zonas metamórficas variscas**

En el dominio de Sierra Albarrana afloran rocas con grados metamórficos que van desde esquistos verdes hasta anfibolitas originados durante la orogenia varisca (Garrote, 1976; Quesada, 1983; Dallmeyer y Quesada, 1989), también se ha descrito metamorfismo de baja presión con anatexia (Azor y Ballèvre, 1997).

En el extremo SO del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio se encuentra el macizo metamórfico de Lora del Río, formado por granulitas de baja presión. Este metamorfismo es considerado de edad varisca y ocasionado por colapso gravitacional tras el apilamiento cortical originado durante la colisión (Apráiz et al., 1993a, b; Apráiz, 1996). Igual origen ha sido propuesto para el complejo metamórfico-anatético de Valuengo (Apráiz y Eguíluz, 1996), si bien las edades obtenidas por Salman (2004) para este complejo indican que se originó durante el rifting Cámbrico.

Los grados más altos de metamorfismo los encontramos en el macizo de Évora-Beja-Aracena, donde las rocas presentan desde grado medio a muy alto. La compleja evolución tectonometamórfica de este macizo ha sido estudiada en profundidad por Bard (1969), Crespo-Blanc (1991), Ábalos et al. (1991b) y Castro et al. (1996a), Fonseca et al. 1999; Moita, 1997; Pedro, 2004.

### **2.2.4. Magmatismo**

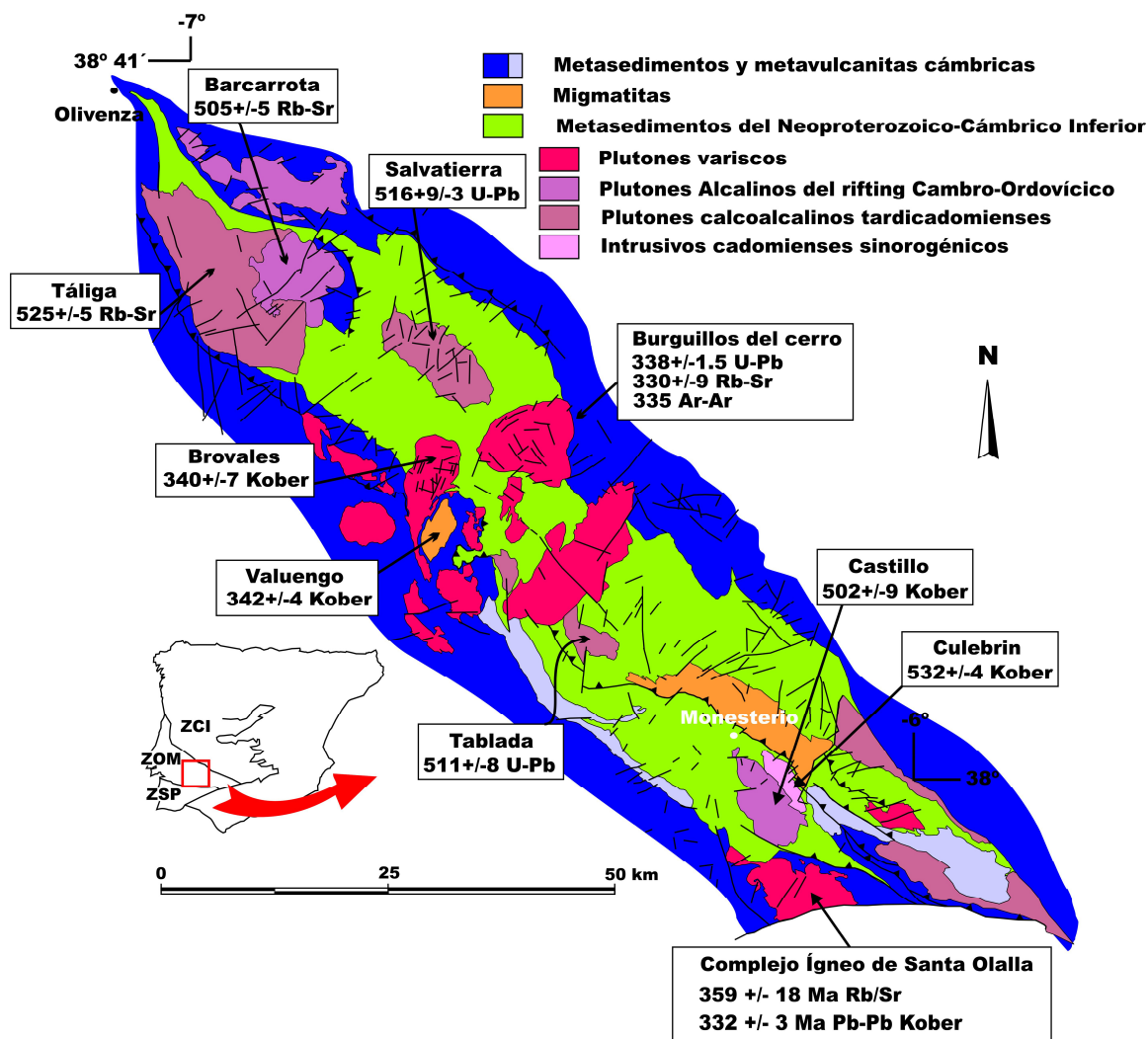
La evolución magmática de la Zona de Ossa Morena (Galindo y Casquet 2004, Casquet y Galindo 2004) está muy controlada por la historia geodinámica.

Las rocas ígneas con edades más antiguas, 611-550 Ma (U-Pb Schäfer, 1990; U-Pb SHRIMP Ordóñez Casado, 1998) aparecen altamente deformadas y metamorfizadas en el núcleo de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba. El magmatismo relacionado con la Orogenia Cadomiense corresponde a un volumen significativo de rocas calcoalcalinas con una geoquímica indicativa de un ambiente de arco volcánico (Sánchez Carretero et al., 1989,1990). Este episodio magmático se caracteriza por el emplazamiento de rocas plutónicas con vulcanismo asociado, que han sido datadas en el intervalo 587-532 Ma (U-Pb Schäfer, 1990; U-Pb Oschner, 1993; U-Pb SHRIMP Ordóñez Casado, 1998). Estas rocas afloran en los núcleos metamórficos de Monesterio (Sánchez Carretero et al., 1990), Évora (Carvalhosa, 1983), y Lora del Río (Arriola y Eguíluz, 1983).

El rifting Cambro-Ordovícico registrado en la zona de Ossa-Morena generó un gran volumen de rocas ígneas de carácter bimodal. Este evento magmático dio lugar a rocas volcánicas, subvolcánicas y plutónicas, con afinidades toleíticas y alcalinas (Mata y Munhá, 1990; Sánchez García et al., 2003) que



han proporcionado edades en el intervalo 530-470 Ma (K-Ar Galindo et al., 1990; U-Pb Oschner, 1993; U-Pb SHRIMP Ordóñez Casado, 1998; Pb-Pb Kober Salman y Montero, 1999; Pb-Pb Kober Montero et al., 2000).



**Figura 2.7.** Plutonismo a lo largo del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, las edades de los plutones datados están indicadas. ZCI: Zona Centroibérica, ZOM: Zona de Ossa-Morena, ZSP: Zona Surportuguesa.

El último evento magmático principal tuvo lugar durante la Orogenia Varisca y también se encuentra representado por rocas volcánicas y plutónicas. El plutonismo varisco se caracteriza por composiciones intermedias a ácidas, de carácter calcoalcalino, que varían desde tonalitas y granodioritas metaluminosas hasta granitos y leucogranitos peraluminicos y en menor medida cuerpos gabróticos. El principal complejo plutónico varisco aflora en el núcleo del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Fig.2.7.) y está formado por un grupo de plutones con una distribución aproximadamente circular (Brun y Pons, 1981; Dupont et al., 1981): Valencia del Ventoso (Oleaga et al., 1999), Bazana, Brovaes (340  $\pm$  4 Ma Pb-Pb Kober, Montero et al., 2000), Valuengo (342  $\pm$  4 Ma Pb-Pb Kober, Montero et al., 2000) y Burguillos del Cerro (Alvarez y Domínguez-Bella, 1996; 330  $\pm$  9 Ma Rb-Sr, Bachiller et al.,

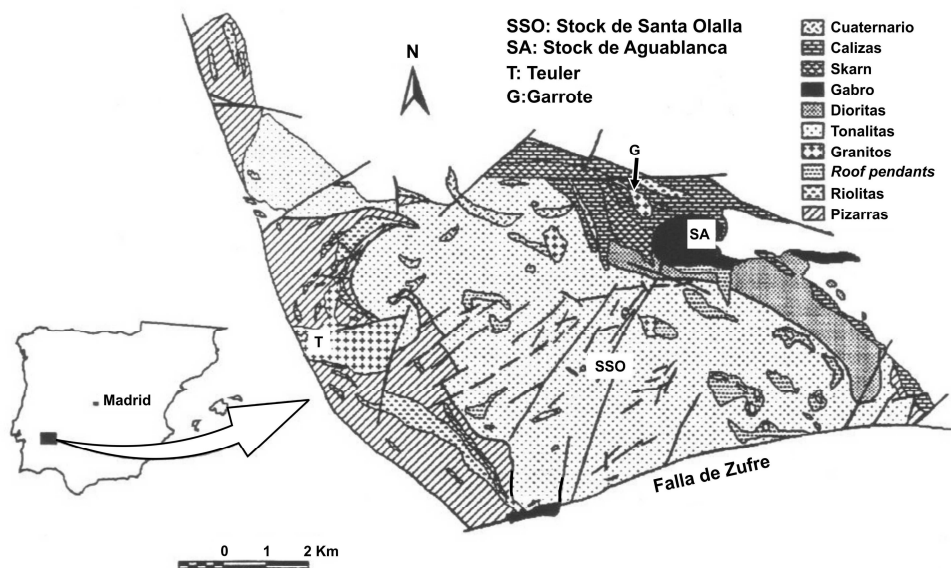


1997; 335 Ma Ar-Ar, Dallmeyer et al., 1995;  $338 \pm 1.5$  Ma U-Pb en la mineralización de allanita de Mina Monchi, Casquet et al., 1998a). Separado de este grupo de plutones, 50 km hacia el SE y situado en el flanco SO del Antiforme de Olivenza-Monesterio, aflora el Complejo Ígneo de Santa Olalla de Cala, que es el objeto del presente estudio. Está principalmente compuesto de tonalitas, acompañadas de cantidades menores de gabros y granitos, que han proporcionado edades variscas ( $359 \pm 18$  Ma Rb/Sr, Casquet et al., 2001;  $332 \pm 3$  Ma Pb-Pb Kober, Montero et al., 2000).

Por último, un evento extensional durante el Pérmico permitió la intrusión de una familia de diques de composición diabásica, orientados NO-SE ( $250 \pm 5$  Ma K-Ar, Galindo et al., 1991), que pueden encontrarse en diversas áreas de Ossa-Morena.

### 2.3. COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA

El Complejo Ígneo de Santa Olalla está localizado en el flanco sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Fig.2.7.), en una cuña limitada por dos falla principales: la falla de Zufre, un desgarre sinistral tardivarisco de dirección N80, y la falla de Cherneca, paralela a las estructuras variscas en esta zona (N120), con una cinemática direccional inversa con sentido sinistral.



**Figura 2.8.** Esquema geológico del Complejo Ígneo de Santa Olalla de Cala, según Casquet et al., 1998b.

El Complejo Ígneo de Santa Olalla (Fig.2.8.) está formado por dos cuerpos plutónicos principales, el stock de Santa Olalla y el stock de Aguablanca, y por otros cuerpos graníticos de menor entidad. El stock de Santa Olalla es el cuerpo de mayores dimensiones del complejo, presenta una geometría aproximadamente elíptica (con un eje mayor de 7 km), que aparece truncada hacia el SE por la falla de Zufre.

### **2.3.1. Petrología**

#### **2.3.1.1. Stock de Santa Olalla**

El stock de Santa Olalla presenta una composición heterogénea con contactos transicionales entre sí (Casquet, 1980; Eguíluz, 1987; Eguíluz et al., 1989). Está compuesto por cuarzodioritas biotítico-hornbléndicas en el área norte, que pasan gradualmente a la facies tonalítica principal del centro del stock y finalmente a un pequeño cuerpo de monzogranitos en el límite sur. Esta gradación de las facies ígneas ha sido interpretada como un zonado composicional inverso (Velasco, 1976; Casquet, 1980). Hacia el NO aparece una apófisis máfica llamada La Sultana (Apalategui et al., 1990b), compuesta por tonalitas y cuarzodioritas hornbléndico-biotíticas.

Según Salman, (2002) las características petrológicas del stock de Santa Olalla son las siguientes:

-Las **tonalitas** del stock de santa Olalla son rocas mesocráticas heterogranulares, de tamaño de grano medio a grueso y con una orientación planar definida por las plagioclasas que en ocasiones presentan un carácter levemente porfídico. En muestra de mano presentan cristales alotriomórficos de cuarzo, biotita y anfíbol, y abundantes cristales ideomórficos y subideomórficos de plagioclase. Localmente presentan cantidades accesorias de granate, sulfuros y esfena. En lámina delgada presenta los siguientes minerales mayoritarios en orden decreciente de abundancia: plagioclase ( $An_{22-58}$ ), cuarzo, biotita (flogopita), anfíbol (Mg-hornblenda) y en muy poca proporción feldespato potásico. Los minerales accesorios son apatito, circón, epidota, allanita, monacita, ilmenita, sulfuros de Fe y Cu y óxidos de Fe.

-Las **cuarzodioritas** del stock de Santa Olalla presentan una textura holocrystalina, heterogranular, con tamaño de grano fino a medio. Las fases minerales mayoritarias son plagioclase ( $An_{9-33}$ ), biotita (flogopita), anfíbol (Mg-hornblenda), clinopiroxeno, cuarzo y en muy escasa proporción feldespato potásico; las accesorias son circón, epidota, titanita y óxidos de Fe.

-Los **monzogranitos** también presentan una textura holocrystalina, heterogranular, con tamaño de grano fino a medio. Los minerales mayoritarios son cuarzo, plagioclase ( $An_{3-7}$ ), feldespato potásico, cordierita y escasos minerales melanocráticos (biotita, epidota, piroxeno y anfíbol). Los minerales accesorios son apatito, circón, titanita, epidota, allanita y óxidos de Fe.

El origen desde el punto de vista petrológico del stock de Santa Olalla ha sido objeto de debate, habiéndose propuesto dos hipótesis diferentes:

(1) Casquet (1980), Casquet et al. (1998b, 2001) y Salman (2002) proponen un proceso de asimilación de material cortical al mismo tiempo que se produce la cristalización fraccionada. Este proceso estaría controlado por el fraccionamiento del ortopiroxeno, anfíbol y plagioclase. La presencia

de abundantes enclaves microgranudos podría indicar que tanto la asimilación como la cristalización fraccionada tuvieron lugar cerca del emplazamiento final.

(2) Bateman et al. (1992, 1995) consideran que la generación del cuerpo principal de tonalitas tuvo lugar gracias a un proceso de hibridación de magmas a gran escala. La tonalita sería el producto de la mezcla de un granitoide con cordierita de origen cortical (el granito aflorante en el extremo sur del stock sería un resto no mezclado de este término) con un magma de origen mantélico que estaría representado por el gabro piroxénico de Aguablanca. Teniendo en cuenta la propuesta de un origen híbrido para la tonalita, estos autores clasifican este cuerpo como un granito tipo H (tipología definida por Castro et al., 1991).

### 2.3.1.2. Stock de Aguablanca

En la parte norte del complejo y en contacto con el stock de Santa Olalla aflora el stock de Aguablanca, un pequeño plutón (2 km<sup>2</sup>) máfico subcircular compuesto por gabronoritas y noritas ricas en flogopita que pasan hacia el sur a dioritas (Casquet et al., 1998b, 2001).

Las gabronoritas presentan texturas de acumulado con abundante plagioclasa (An<sub>26-77</sub>), clino y ortopiroxeno, hornblenda y flogopita; mientras que los términos más dioríticos presentan plagioclasa (An 26-51), hornblenda actinolítica, flogopita y en ocasiones cuarzo y de forma accesoria apatito, opacos y circones (Casquet, 1980).

Esta intrusión ha sufrido importantes procesos de endo-skarnificación a lo largo de su borde norte inducidos por el contacto con mármoles del cámbrico inferior (Casquet, 1980).

En el borde norte del stock de Aguablanca aparece una zona de brecha magmática que lleva asociada una importante mineralización de Ni, Cu y elementos del grupo del platino (EGP), cuya descripción se aborda en detalle en el apartado 2.4.

### 2.3.1.3. Otras intrusiones: Teuler, Garrote y Cala

Además de numerosos cuerpos de granitos aplíticos que aparecen dentro del stock de Santa Olalla, tres intrusiones graníticas afloran con entidad propia en torno al stock: Garrote, Teuler y Cala.

El granito alcalino del Garrote es un sienogranito con hornblenda localizado cerca del borde norte del stock de Aguablanca. Es de pequeño tamaño (<1 km<sup>2</sup>) y presenta una geometría en forma de gota en planta (Apalategui et al., 1990b).

El granito del Teuler aflora en el sector occidental del stock de Santa Olalla. Se trata de un monzogranito biotítico de grano fino que genera un skarn magnésico con una mineralización de magnetita asociada. Se trata de un granito rosado, inequigranular, de grano fino a medio, que en muestra de mano presenta cristales alotriomórficos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita (Salman, 2002).

El granito de Cala es una intrusión de muy pequeño tamaño y composición monzogranítica separada 8 km al oeste del stock de Santa Olalla, y lleva asociada la mineralización de magnetita de Minas de Cala (Doetsch y Romero, 1973; Casquet y Velasco, 1978; Velasco y Amigó, 1981).

#### **2.3.1.4. Rocas encajantes**

El Complejo Ígneo de Santa Olalla intruye en la unidad de Arroyomolinos (Apalategui et al., 1990ab; Apalategui y Sánchez Carretero, 1991), concretamente entre las dos subunidades estratigráficas basales, que son de muro a techo: la sucesión de Tentudía (perteneciente a la Serie Negra de edad Neoproterozoico, Eguíluz, 1987) y el Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala (de edad Cámbrico Inferior).

En el margen noroeste, las rocas ígneas intruyen a la formación de Tentudía, formada por pizarras negras y metagrauvacas ricas en pirita, con intercalaciones de cuarcitas negras, metabasitas y metavulcanitas ácidas. Hacia el norte, este y sur los materiales ígneos intruyen en el Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala, formado en este área por una sucesión de tobas cristalinas y tobas de grano fino de composición riolítica-dacítica, alternantes con pizarras y cineritas, que presenta intercalaciones de pórfidos riolíticos de grano grueso, con grandes fenocristales de feldespato potásico con texturas rapakivi (pórfido de Bodonal-Cala) y mármoles más abundantes hacia el techo de la serie. El contacto de estos mármoles con el borde norte del stock de Aguablanca genera un importante exoskarn caracterizado por granatitas y rocas de silicatos cálcicos (Velasco, 1977; Casquet y Velasco, 1978; Casquet, 1980).

Las rocas del encajante están afectadas por un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo sobre el que se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto sobreimpuesta. La aureola, de más de 2 km de anchura, presenta facies de albita-epidota en las zonas más externas y llega hasta la facies de corneanas piroxénicas (700-750°C) cerca del contacto (Casquet et al., 1998b).

El stock de Santa Olalla presenta numerosos *roof pendants* de las rocas de caja dispersos sobre las rocas ígneas. Esto implica que el contacto superior del stock ha sido erosionado sólo de forma incipiente.

Hacia el SE el stock de Santa Olalla se pone en contacto con pizarras del Devónico-Carbonífero Inferior a través del contacto mecánico originado por la Falla de Zufre

#### **2.3.2. Geoquímica**

La geoquímica del Complejo Ígneo de Santa Olalla se caracteriza por un carácter calcoalcalino alto en K (Casquet et al., 2001; Salman, 2002).

Según Casquet et al. (2001) se pueden diferenciar dos grupos geoquímicos de rocas: por un lado los acumulados (gabronoritas) del norte del plutón de Aguablanca, y por otro lado lo que denominan secuencia magmática principal que abarca desde las dioritas en la mitad sur del stock de Aguablanca

hasta todas las facies (diorítica, tonalítica y granítica) del stock de Santa Olalla. Los acumulados del norte de Aguablanca muestran contenidos en  $\text{SiO}_2$  de 48-57 % y son relativamente bajos en  $\text{K}_2\text{O}$  (<0.7 %) y elementos traza incompatibles (Ba, Rb, Th, Nb). En cambio presentan altas proporciones de MgO (12.2-16.2 %), Ni (317-515 ppm) y Cr (738-1200 ppm). La secuencia magmática principal tiene un carácter metaluminoso con hyperestena y cuarzo normativos y presenta contenidos en  $\text{SiO}_2$  de 56-68 % y  $\text{K}_2\text{O}$  de más de 4.6 %. El Rb y Sr presentan respectivamente 38-121 y 225-356 ppm..

Una detallada descripción de la geoquímica mineral y de roca total del stock de Santa Olalla y el granito del Teuler puede encontrarse en Salman (2002).

Según Eguíluz et al. (1989) el carácter calcoalcalino evidenciado por la geoquímica de roca total podría proceder de un magma de composición toleítica, al igual que sucede en otros cuerpos de composición comparable como el macizo de Burguillos del Cerro (Pons, 1982). Apoyándose en datos geoquímicos y petrográficos, Eguíluz et al. (1989) clasifican este magmatismo como perteneciente a los granitos tipo I (Chappel y White, 1974), lo cual contrasta con la hipótesis de la hibridación de magmas de Bateman et al. (1992, 1995) que lo clasifican como de tipo H (Castro et al., 1991).

### 2.3.3. Geocronología

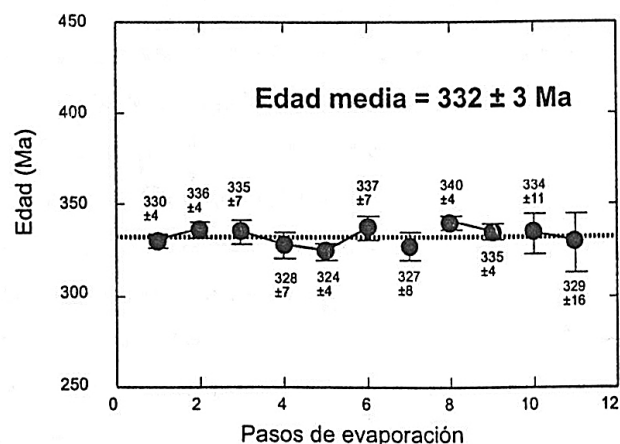
Casquet (1980), Eguíluz et al. (1989) y Apalategui et al. (1990b) consideran el stock de Santa Olalla junto con el stock de Aguablanca pertenecientes al magmatismo calcoalcalino varisco, por su afinidad geoquímica y similitudes petrológicas con otros complejos (Burguillos del Cerro-Valencia del Ventoso-Brovaes). Por otro lado Apalategui et al. (1990b) correlacionaron el granito del Teuler y del Garrote con el pórfido cámbrico de la Valera situado hacia el NO, una hipótesis que indicaría una edad cámbrica para estos granitos.

En cuanto a las relaciones temporales entre el stock de Aguablanca y el stock de Santa Olalla Casquet (1980) considera que el emplazamiento de Aguablanca es anterior a Santa Olalla, lo que contrasta con las ideas de Bateman et al. (1992, 1995) que consideran el emplazamiento de ambos cuerpos coetáneo para lo que se apoyan en un afloramiento al sur de Aguablanca en el río Rivera de Cala donde aparecen relaciones de *mingling* entre gabros y cuarzodioritas.

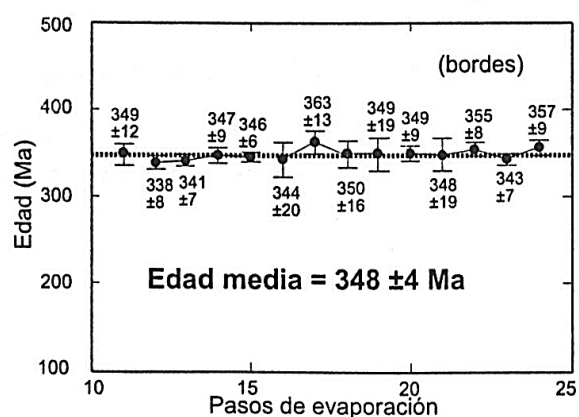
Casquet et al. (2001) realizaron una datación mediante Rb-Sr utilizando muestras de la secuencia magmática principal (incluyendo las dioritas de Aguablanca y distintas facies del stock de Santa Olalla), que proporcionó una edad de  $359 \pm 18$  Ma. Un error tan significativo puede deberse o bien a una heterogeneidad inicial de las muestras o a una alteración subsolidus posterior (Casquet et al., 2001).

Por otro lado, Salman y Montero (1999), Montero et al. (2000) y Salman (2002, 2004), realizaron dos dataciones más precisas mediante Pb-Pb Kober, una del stock de Santa Olalla ( $332 \pm 3$  Ma, Fig.2.9.) y otra del granito del Teuler ( $348 \pm 4$  Ma, Fig.2.10.). Estos datos corroboran la edad

varisca de las rocas datadas y descartan que el Teuler tenga relación con el pórfido cámbrico de la Valera (Apalategui et al., 1990b).



**Figura 2.9.** Datación Pb-Pb (Kober) del stock de Santa Olalla realizada por Salman (2002).



**Figura 2.10.** Datación Pb-Pb (Kober) del granito del Teuler realizada por Salman (2002).

#### **2.3.4. Estructura y emplazamiento**

El estudio estructural detallado del Complejo Ígneo de Santa Olalla no ha sido abordado hasta la fecha, si bien cabe reseñar el esquema estructural realizado por Eguíluz et al. (1989) donde se indica de forma muy general la orientación de la foliación magmática de las tonalitas determinada por la orientación de forma preferente de las plagioclasas. Estos autores destacan que las foliaciones horizontales son dominantes y que sólo alcanzan buzamientos significativos en los términos más dioríticos del borde NE. De este esquema estructural deducen que el stock de Santa Olalla tiene una geometría de champiñón extrabasado hacia el SO (Eguíluz et al., 1989). El emplazamiento ha sido considerado como inicialmente forzado, seguido por una etapa de stoping evidenciada por los abundantes *roof pendants* que afloran sobre el complejo (Eguíluz et al., 1989; Casquet et al., 2001). La profundidad a la que tuvo lugar el emplazamiento ha sido establecida por Casquet (1980) en 2-4 km (0.5-1 kbar).

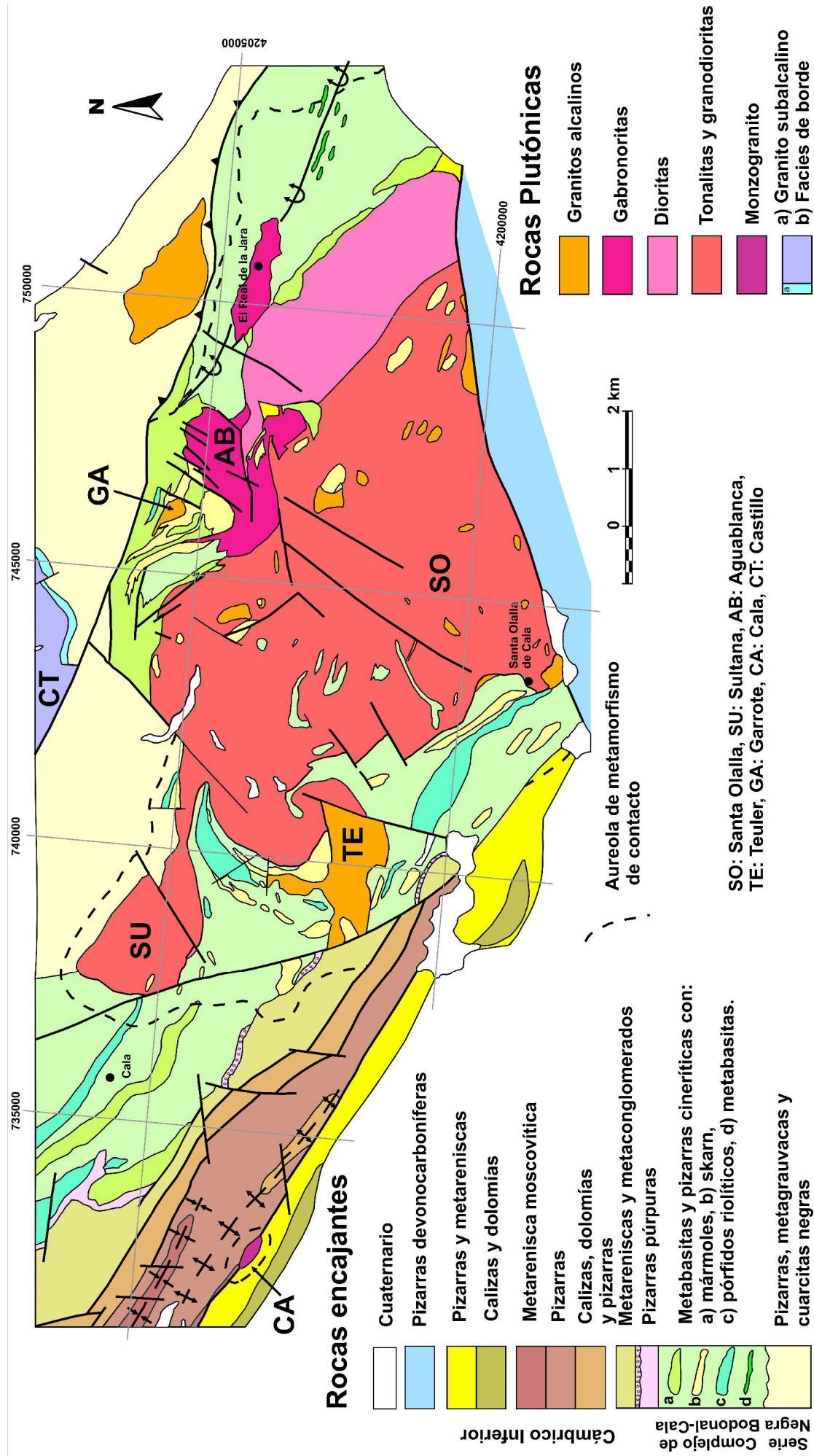


Figura 2.11. Cartografía geológica del Complejo Igneo de Santa Olalla elaborada para el presente estudio. Coordenadas UTM, huso 29, en metros.



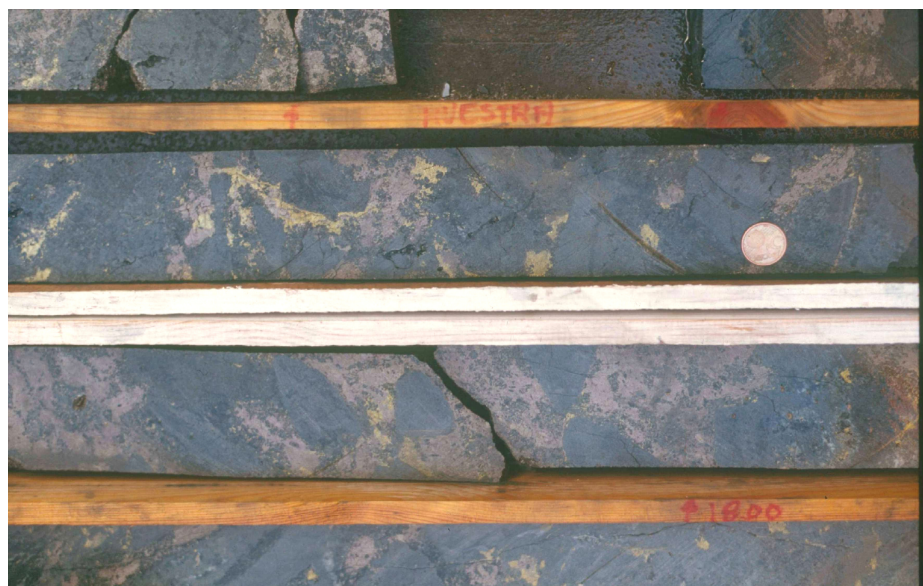


### 2.3.5. Nueva cartografía geológica.

Tomando como punto de partida las cartografías geológicas existentes y con el objetivo de tener una cartografía que sirviera de base para el estudio detallado de la estructura del Complejo Ígneo de Santa Olalla se llevó a cabo una cartografía geológica propia, cuyo resultado se muestra en la Fig.2.11. Esta cartografía es heredera de la realizada por el IGME en la hoja MAGNA 918 (Apalategui et al., 1990b), si bien en el sector oriental del complejo fue necesaria una profunda reelaboración de la cartografía de la hoja MAGNA 919 (García-Monzón et al., 1974) que es menos detallada. También se tomó como punto de partida en el área de Aguablanca una cartografía realizada por Río Narcea Gold Mines que no ha sido publicada.

### 2.4. LA MINERALIZACIÓN Ni-Cu-(EGP) DE AGUABLANCA

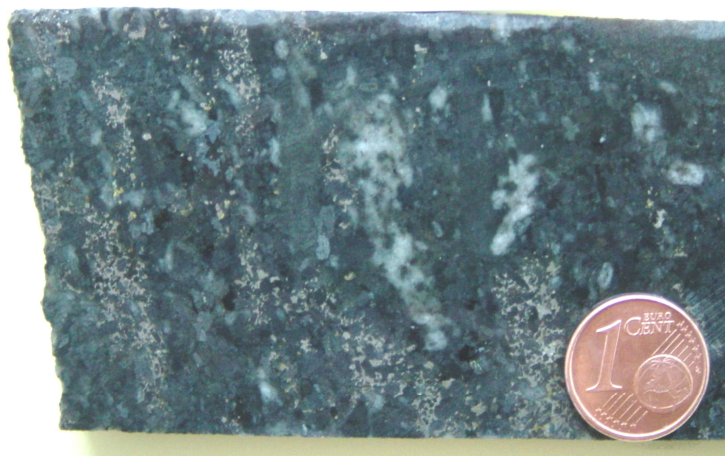
La mineralización de Ni-Cu-(EGP, elementos del grupo del platino) de Aguablanca (Lunar et al., 1997; Ortega et al., 1999, 2000, 2004; Tornos et al., 1999, 2000, 2001; Casquet et al., 1998b, 2001; Martínez et al., 2005; Romeo et al., 2004a, b; Piña et al., 2004, 2005a,b, 2006a,b; Piña 2006) aparece en el borde norte de las gabronoritas del stock de Aguablanca y está estrechamente asociada a una brecha magmática subvertical (buzando 70-80° N) con geometría de pipa (250 a 300 m de anchura en una dirección N-S y más de 600 m en una dirección E-O). Dentro de la zona de brecha la mineralización se concentra en dos cuerpos subverticales, un cuerpo norte de pequeño tamaño y otro sur más importante. La geometría de la mineralización se ve fuertemente controlada por desgarres sinestrales de dirección N40.



**Fig 2.12.** Brecha mineralizada de Aguablanca, donde se observan los fragmentos máfico-ultramáficos en tonos oscuros, rodeados por una matriz formada por sulfuros semimasivos. Los sondeos pertenecen a la campaña de exploración de Río Narcea Gold Mines.

La brecha presenta fragmentos de acumulados máficos y ultramáficos (gabronoritas, piroxenitas, hazburgitas y anortositas), sin mineralizar o escasamente mineralizados, que aparecen inmersos en una matriz de gabronoritas hornbléndico-biotíticas que contienen sulfuros diseminados o semimasivos de Ni-Cu-Fe (Fig.2.12.). En los fragmentos los sulfuros aparecen restringidos a diseminados débiles (normalmente asociados a anfíbol hidrotermal) y en ocasiones formando venas de calcopirita que atraviesan tanto los fragmentos como la matriz (Piña et al. 2006a).

En la matriz con mineralización diseminada, los sulfuros (<20 % modal) aparecen como agregados poliminerales intersticiales en un armazón de silicatos (Fig.2.13.). La mineralización semimasiva se caracteriza por texturas de tipo leopardita (Evans-Lamswood et al., 2000), que pueden alcanzar proporciones modales de sulfuros de >85%, aunque son más comunes proporciones de 20-70 %. Estas texturas muestran puntos negros (debidos a la presencia de silicatos ideomórficos, normalmente piroxeno y olivino) rodeados por una masa de color amarillento formada por los sulfuros magmáticos (Fig.2.14.).



**Fig. 2.13.** Mineralización diseminada.



**Figura 2.14.** Mineralización masiva. Textura tipo “Leopardita”.

La mineralogía del yacimiento ha sido estudiada en detalle por Ortega et al. (2000, 2004), Piña et al. (2004, 2005a,b, 2006b) y Piña (2006). De acuerdo con estos autores los minerales principales que forman la masa de sulfuros son pirrotina, pentlandita, y calcopirita. También aparecen como minerales accesorios magnetita, ilmenita, rutilo, oro nativo y distintos minerales del grupo del platino (Piña et al., 2006b). Estos últimos son predominantemente telururos de Pt y Pd, bismuto-telururos (michenerita, merenskyita, paladio-bismuto-melonita y moncheita) y en menor medida esperrilita y fases con Ir-Os-As-S. Esta asociación tiene sobreimpuesta un evento hidrotermal, probablemente relacionado con procesos de endoskarnificación, en el cual se desarrolla pirita.

Los estudios detallados de la mineralogía y quimismo de los fragmentos máficos y ultramáficos realizados por Piña et al. (2006a) han permitido reconstruir los procesos magmáticos ocurridos en la cámara máfica-ultramáfica donde cristalizaron dichos fragmentos y su relación con la segregación del líquido sulfurado que dio lugar a la matriz mineralizada de la brecha. Los fragmentos de acumulados máficos-ultramáficos pueden relacionarse entre sí con procesos de cristalización fraccionada.

Con el estado actual del conocimiento de esta mineralización (Piña et al., 2006a, b) se puede esbozar una hipótesis de cómo se generó, que explique las características observadas. En una cámara magmática básica-ultrabásica situada por debajo del nivel actual de la mineralización tuvo lugar la segregación de un líquido sulfurado inmiscible en los primeros estadios de evolución del magma, al mismo tiempo que comenzaba la acumulación por cristalización fraccionada de términos peridotíticos en la base de la cámara. Debido a su alta densidad el líquido sulfurado se depositó en la base de la cámara. A continuación prosiguió el proceso de acumulación en la base de la cámara de distintos niveles ultramáficos, dando lugar a un complejo estratificado de acumulados ultramáficos sobre una capa de líquido sulfurado. Finalmente un nuevo pulso de magma (gabronorítico) intruyó en la cámara produciéndose un proceso de *mingling* (Zorpi et al., 1989) entre el nuevo magma silicatado y el líquido sulfurado de la base de la cámara, al tiempo que el complejo de acumulados máfico-ultramáfico (gabronoritas, piroxenitas, hazburgitas y anortositas) fue brechificado, produciéndose la intrusión de una brecha en forma de chimenea en el nivel en el que la encontramos ahora. La sobrepresión del magma hidratado junto con la apertura de huecos favorecida por la tectónica pudo generar dicho evento explosivo.

El descubrimiento de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca que presenta características únicas a nivel mundial ha generado un interés renovado en el estudio del Complejo Ígneo de Santa Olalla. Al estudio geocronológico, estructural y gravimétrico de dicho complejo se dedican los capítulos siguientes.



## ***Capítulo 3***

---

# **GEOCRONOLOGÍA**



### 3.1. INTRODUCCIÓN

Las determinaciones geocronológicas de los eventos magmáticos asociados a procesos orogénicos contribuyen a una comprensión mayor de la evolución general del orógeno. El magmatismo juega un papel fundamental durante el proceso orogénico como medio de transporte de elementos mantélicos que pueden emplazarse en la corteza superior con concentraciones de interés económico. La mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca es un buen ejemplo de dichos procesos.

La edad de este yacimiento de sulfuros magmáticos ha sido objeto de un interesante debate. Se han considerado dos hipótesis:

1) Una edad cambro-ordovícica (Ortega et al., 2004) que relacionaría este yacimiento y el stock de Aguablanca con el evento de rifting ocurrido durante dicho etapa. Esta hipótesis es consistente con el hecho de que la mayoría de los depósitos de sulfuros de origen magmático en todo el mundo están vinculados a procesos de rifting (Leshner, 2003; Distler y Kunilov, 1994; Hausk et al., 1997; Leshner y Keays, 2002; Melezhik et al., 1994).

2) Una edad carbonífera relacionada con el ambiente de colisión transpresiva durante la Orogenia Varisca (Casquet et al., 2001). Esta hipótesis relaciona genéticamente el stock de Aguablanca con el stock de Santa Olalla que ha sido tradicionalmente correlacionado con otras intrusiones calcoalcalinas de edad varisca que afloran en el núcleo del Anticlinorio de Olivenza Monesterio (Castro et al., 2002).

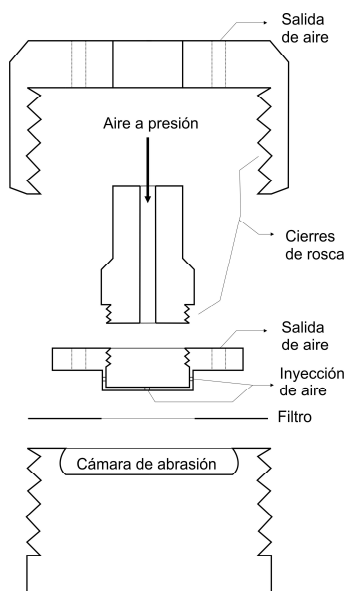
El principal objetivo de este estudio geocronológico es establecer la edad de cristalización de la mineralización y el stock de Aguablanca, que permanecen sin datar. De este modo se podrá determinar el ambiente geodinámico (rifting o transpresional) en el que se generó la mineralización. Los datos geocronológicos son fundamentales para construir un modelo genético de este tipo de mineralizaciones, que sea útil para la exploración minera de yacimientos similares a nivel regional.

Se ha abordado también en este estudio la datación de todos los cuerpos relacionados espacialmente o pertenecientes al Complejo Ígneo de Santa Olalla aunque de algunos de ellos existían dataciones previas. De este modo se han datado nuevamente el stock de Santa Olalla y el granito del Teuler, que fueron datados previamente mediante Pb-Pb Kober (Salman y Montero, 1999; Montero et al., 2000; Salman, 2002), una metodología que no permite estimar el grado de concordancia de los resultados y que tiene menor precisión que el método U-Pb utilizado en este trabajo. También se han datado otros cuerpos que permanecían sin datar como los granitos del Garrote y Cala. Por último se han datado también los pórfidos riolíticos de Bodonal-Cala abundantes en la zona de estudio. La edad cámbrica (Ordóñez Casado, 1998) de este magmatismo ha sido datada con objeto de comparar su edad en la zona de estudio con una posible edad cámbrica del Stock de Aguablanca, lo que en ese caso equivaldría a datar los dos términos del magmatismo bimodal de la etapa de rifting (Sánchez García et al., 2003).

### **3.2. METODOLOGÍA**

El trabajo de laboratorio fue realizado en el Department of Earth Sciences de la Memorial University of Newfoundland (St. John's, Canadá). La metodología aplicada, en términos generales, fue similar a la descrita en detalle por Dubé et al. (1996).

Tras la trituración de las muestras, la fracción correspondiente a los minerales pesados fue separada utilizando una mesa Wifley y seguidamente líquidos densos (metileno iodado). A continuación, tras un tamizado y la extracción de minerales ferromagnéticos con un imán de mano, se procedió a la separación por las propiedades magnéticas utilizando un aparato Frantz. Este aparato permite discriminar diversas fracciones según su susceptibilidad magnética. Generalmente, las fracciones menos magnéticas proporcionan los circones de mejor calidad; éstos fueron seleccionados a mano buscando los que presentaban morfologías más euhedrales y cristales más transparentes con ayuda de un microscopio, dado que estas características son indicativas de un posible origen magmático.



**Figura 3.1.** Esquema que muestra la geometría de la cápsula de acero utilizada para la técnica de abrasión por aire, figura modificada de Krogh (1982).

Posteriormente, los circones fueron desgastados mecánicamente mediante la técnica de la abrasión por aire definida por Krogh (1982), con objeto de quitar la superficie externa de los granos. El método consiste en introducir los circones dentro de una cápsula de acero circular donde son inducidos a una rotación a altas velocidades mediante una corriente de aire a presión. La geometría de la cápsula de acero se muestra en la Fig.3.1. De este modo se producen un gran número de colisiones entre los circones lo que produce un desgaste mecánico de los mismos. Normalmente se añade cierta cantidad de pirita de diferentes tamaños de grano, según el tamaño de los circones introducidos, que sirve para suavizar las colisiones entre circones al tratarse de un mineral con una dureza mucho menor. El proceso de abrasión por aire puede durar desde simplemente unos minutos para el caso de circones muy pequeños y frágiles, hasta varios días cuando son grandes y resistentes. Por este motivo es necesario



controlar con un microscopio la muestra cada cierto tiempo, con objeto de no excederse en la abrasión ya que se corre el riesgo de perder parte o la totalidad de la muestra.

El método de la abrasión por aire permite alcanzar resultados altamente concordantes, dado que se suele minimizar la pérdida de plomo que normalmente está asociada a la zona externa del cristal donde los procesos de alteración han sido más importantes. Por otro lado, suele actuar de forma diferencial, desgastando con mayor efectividad las zonas que presentan la estructura del circón más dañada por efecto de la radiación y en donde la alteración posterior ha podido provocar una mayor pérdida de plomo. Estas zonas más dañadas de la red cristalina suelen corresponder a zonas con alto contenido inicial en U, que durante su desintegración ha producido un mayor daño en la estructura del cristal.

La limpieza y purificación de los circones previamente desgastados por abrasión con aire se realizó utilizando distintos ácidos (HF y HNO<sub>3</sub>). La disolución de los circones se realizó en cápsulas de teflón protegidas por cubiertas de acero en donde se introdujeron las diferentes fracciones de circones con HF que fueron introducidas en un horno por espacio de 3 días. La química de intercambio iónico fue realizada en microcolumnas siguiendo la técnica descrita por Krogh (1973) pero reduciendo el volumen de las columnas y de los reactivos en una relación de 1/10, lo que permite una mayor precisión en la separación. Finalmente las medidas isotópicas fueron llevadas a cabo mediante un espectrómetro de masas de ionización térmica Finningan MAT 262 (Fig.3.2.).



**Figura 3.2.** Espectrómetro de masas de ionización térmica Finningan MAT 262V TI, perteneciente a Department of Earth Sciences de la Memorial University of Newfoundland (St. John's, Canadá) con el cual se realizaron los análisis isotópicos.

Las incertidumbres en las estimaciones de las relaciones isotópicas fueron calculadas a  $2\sigma$ , considerando el error de las medidas del espectrómetro de masas, la fraccionación isotópica y la proporción inicial de Pb común y su composición isotópica siguiendo el modelo de Stacey y Kramers (1975). Las edades fueron calculadas mediante el programa ISOPLOT (Ludwig, 1999) y las incertidumbres están expresadas al 95% de intervalo de confianza.

**Tabla 3.1:** Datos geocronológicos

geocronológicos	Concentración				Medida		Relaciones atómicas corregidas*						Edad [Ma]		
	Peso	U	Pb rad	Total Pb común	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			
	[mg]	[ppm]	[ppm]	[pg]			+/-	+/-	+/-	+/-					
D1 Santa Olalla															
Z1 11 gr clr prm	0.077	86	4.8	9.9	2262	0.1537	0.05321	36	0.3927	22	0.05352	22	334	336	351
Z2 2 gr clr euh prm	0.014	441	24.6	12	1672	0.1698	0.05312	26	0.3903	18	0.05329	12	334	335	341
Z3 gr euh prm	0.045	42	2.4	5.7	1149	0.157	0.05356	20	0.3937	14	0.05331	14	336	337	342
D2 Teuler															
Z1 9 gr clr frags	0.063	55	3.7	6.1	2195	0.2085	0.06074	38	0.4591	28	0.05481	12	380	384	405
Z2 5 gr elong prm	0.015	47	2.8	2	1225	0.2414	0.05384	28	0.3966	16	0.05342	24	338	339	347
Z3 15 clr fino prm	0.015	81	5.0	6.3	683	0.275	0.05409	28	0.4096	21	0.05491	14	340	349	409
D3 Cala															
Z1 11 fino frags	0.033	20	1.2	4.5	556	0.1726	0.05882	38	0.4459	46	0.05499	56	368	374	412
Z2 1 med prm, inc fluid	0.002	490	23.6	2.8	1079	0.1301	0.04733	18	0.3494	13	0.05354	14	298	304	352
Z3 3 med prm, inc fluid	0.006	210	10.4	2.3	1683	0.1262	0.04851	26	0.3583	17	0.05357	18	305	311	353
D4 Bodonal-Cala															
Z1 3 gr clr euh	0.027	39	3.5	16	377	0.1548	0.08662	32	0.7058	28	0.0591	18	535	542	571
Z2 10 fino clr euh	0.02	38	3.2	13	331	0.065	0.08579	32	0.7192	45	0.06081	34	531	550	632
Z3 4 gr prm	0.012	183	16.8	2.2	5608	0.1123	0.09096	50	0.8002	37	0.0638	20	561	597	735
Z4 6 fino prm	0.012	199	15.5	4.2	2930	0.0563	0.08114	42	0.6499	30	0.05809	14	503	508	533
Z5 8 clr elong prm	0.016	385	25.6	2.9	9230	0.0503	0.06981	44	0.558	27	0.05797	24	435	450	529
Z6 8 clr del elong prm	0.012	369	24.4	2.3	8469	0.0595	0.06871	52	0.5497	36	0.05802	24	428	445	531
Z7 10 clr del elong prm	0.015	446	29.6	2.7	10618	0.0551	0.06924	46	0.554	35	0.05802	12	432	448	531
Z8 7 frags agujas	0.014	153	11.9	1.2	8731	0.0629	0.08057	54	0.6438	35	0.05795	24	500	505	528
Z9 9 frags agujas	0.018	247	19.3	2.5	8991	0.058	0.08111	40	0.6471	27	0.05786	18	503	507	525
Z10 8 frags agujas	0.016	89	6.8	10.2	706	0.0682	0.07893	150	0.632	58	0.05808	116	490	497	533
D5 Sultana															
Z1 10 gr clr euh	0.07	170	10.3	15	2679	0.2865	0.05253	26	0.3855	18	0.05323	12	330	331	339
Z2 10 gr clr euh	0.05	492	30.1	3.3	24781	0.2804	0.05325	26	0.3912	18	0.05328	10	334	335	341
Z3 8 gr clr euh	0.04	375	22.9	3.2	15814	0.2853	0.05307	28	0.3904	18	0.05336	16	333	335	344
D6 Mingling de Aguablanca															
Z1 6 gr euh	0.03	383	23.6	22	1788	0.268	0.05419	38	0.3993	27	0.05344	14	340	341	347
Z2 4 gr marrones euh	0.02	198	12.1	4.1	3310	0.2507	0.05432	26	0.399	19	0.05328	12	341	341	341
D7 Diques de Aguablanca															
Z1 6 gr frags	0.042	50	3.0	4.7	1551	0.2282	0.0538	36	0.3947	24	0.05321	26	338	338	338
Z2 6 gr clr euh	0.042	90	5.5	5.5	2349	0.2691	0.05395	20	0.3955	16	0.05317	16	339	338	336
Z3 3 gr clr euh frags	0.015	184	11.4	7.1	1338	0.272	0.0539	34	0.3964	22	0.05334	24	338	339	343
Z4 10 fino clr euh	0.015	142	8.6	4	1826	0.2506	0.054	26	0.3967	16	0.05328	16	339	339	341
D8 Garrote															
Z1 3 gr euh prm	0.01	396	21.6	4.7	2754	0.1837	0.05124	18	0.3762	18	0.05324	18	322	324	339
Z2 5 gr euh prm	0.015	687	38.0	5.7	5794	0.2044	0.05112	26	0.3754	18	0.05326	12	321	324	340
Z3 8 gr euh prm	0.024	239	13.3	3.8	4923	0.1868	0.05198	38	0.3814	24	0.05322	22	327	328	338
Z4 2 gr frags	0.008	1092	58.4	4.6	6010	0.1842	0.05024	20	0.3681	13	0.05314	12	316	318	335
Z5 3 gr prm	0.009	243	13.9	2.5	2913	0.1858	0.05357	22	0.393	16	0.05321	12	336	337	338
Z6 6 or clr frags	0.018	297	16.5	2.7	6395	0.1948	0.05159	26	0.3787	16	0.05323	16	324	326	339

Abreviaturas: Z=fracción de zircones, clr=claros, gr=grano grueso, fino=grano fino, med=grano medio, euh=euhedral, frags=fragmentos, prm=prismas, inc fluid=inclusiones fluidas.

\*Realizadas las correcciones de, *spike*, laboratorio *blank* de 1-5 picogramos de plomo común y plomo común inicial para la edad de la muestra calculado mediante el modelo de Stacey y Kramers (1975), y 1 picogramo de U blank. Tras las relaciones isotópicas se expresan la incertidumbre calculada a 2σ, correspondiente a los dos últimos dígitos. Todas las fracciones fueron desgastadas mediante abrasión por aire siguiendo el método de Krogh (1982).

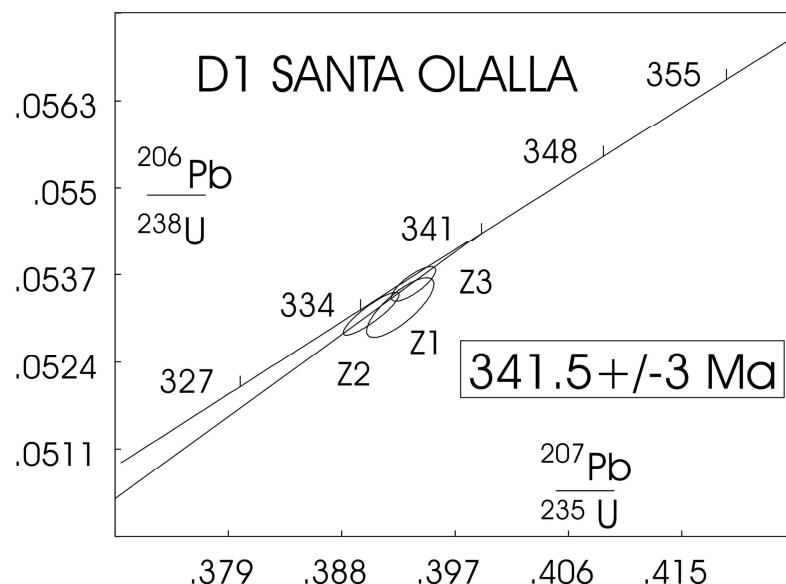
### 3.3. DESCRIPCION DE LAS MUESTRAS Y RESULTADOS

El muestreo fue llevado a cabo con el objetivo principal de establecer la edad de cristalización de stock de Aguablanca y en consecuencia de la mineralización de sulfuros magmáticos que contiene, por lo que se tomaron dos muestras con este propósito. Una muestra (D7) pertenece a unos diques dioríticos que aparecen cortando tanto las gabronoritas como los cuerpos mineralizados, la otra muestra (D6) pertenece a un grupo de rocas híbridas félsicas que muestran relaciones de *mingling* con las gabronoritas de Aguablanca. Estas rocas híbridas aparecen completamente incluidas y rodeadas por las facies gabroicas de Aguablanca mostrando en el contacto una zona espectacular de *mingling* que ha sido objeto de estudios detallados (Bateman et al., 1992).

El resto de las muestras fueron escogidas para determinar la edad de cada cuerpo ígneo aflorante en la zona de estudio (Fig.2.11.) : la tonalita de Santa Olalla (D1), la apófisis de la Sultana (D5), el granito del Garrote (D8), el granito del Teuler (D2), la granodiorita de Cala (D3) y el pórfido riolítico de Bodonal-Cala (D4).

#### 3.3.1. D1 Santa Olalla (744.77E , 4200.60N UTM29)

Una muestra fresca de 17 kg, fue recogida de una cantera localizada en el km 1 de la carretera de Santa Olalla de Cala al Real de la Jara. Se trata de una granodiorita con poca proporción de feldespato alcalino (cercana al campo de las tonalitas), perteneciente al stock de Santa Olalla.



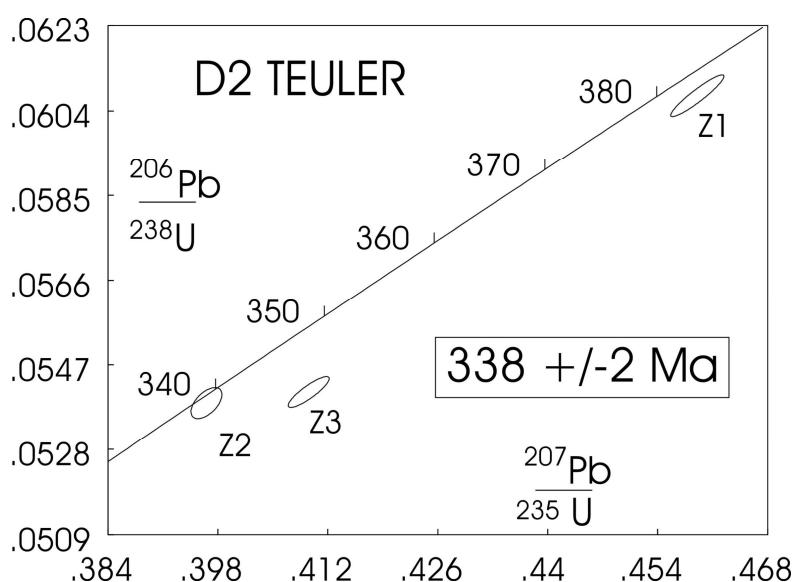
**Figura 3.3.** Diagrama de la concordia de la muestra D1, correspondiente al stock de Santa Olalla.

El tratamiento de esta muestra en el laboratorio proporcionó circones claros de alta calidad de tamaño grueso a medio. Las formas de los circones variaban de levemente alargadas (3:2:2) a muy alargadas (6:1:1). También se encontró una familia de circones con formas cuadradas y planas muy euhedrales (4:4:1). Los circones de mayor tamaño, tonos claros y morfologías euhedrales fueron

seleccionados para su abrasión. De estos circones se realizaron tres análisis que aparecen representados en el diagrama de la concordia (Fig.3.3.). El análisis Z1 muestra una edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 352 Ma, mientras Z2 y Z3 presentan edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 341 y 342 Ma respectivamente (Tabla 3.1.). Se ha considerado que la mejor estimación de la edad de cristalización de esta roca es la media ponderada de las dos edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de Z2 y Z3 que es  $341.5 \pm 3$  Ma (MSWD: Mean Square Weighted Deviate = 0.05, Prob. de interceptar = 0.83).

### 3.3.2. D2 Teuler (738.92E , 4202.11N UTM29)

Esta muestra fue recogida del extremo oeste del granito del Teuler; se trata de un monzogranito biotítico con algo de moscovita y grano fino. Se recogieron 12 kg que, tras su tratamiento, proporcionaron diferentes familias de circones de las que fueron separadas tres fracciones: Z1 con 9 fragmentos de prismas claros y euhedrales de tamaño medio a grueso, Z2 formado por 5 prismas alargados de tamaño grande, y Z3 compuesto de prismas claros de pequeño tamaño.



**Figura 3.4.** Diagrama de la concordia de la muestra D2, correspondiente al granito del Teuler.

Dos de las fracciones que fueron desgastadas por abrasión con aire produjeron datos con núcleos heredados (Z1 y Z3), mientras que la fracción restante (Z2) produjo un punto concordante del cual se puede deducir una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de cristalización de  $338 \pm 2$  Ma (Fig.3.4., Tabla 3.1.). A pesar de que esta edad no ha sido reiterada por otro análisis, Z3 aún, estando desplazado de la concordia debido a núcleos heredados, proporciona una edad similar de  $339.6 \pm 2$  Ma.

### 3.3.3. D3 Cala (733.00E , 4203.50N UTM29)

El granito de Cala aparece en un afloramiento elíptico de pequeño tamaño (700 x 300 m), localizado 7 km al oeste del stock de Santa Olalla, y es el responsable de la mineralización de magnetita de minas de Cala. Este cuerpo intruye en rocas sedimentarias del Cámbrico inferior, concretamente a favor de la falla que separa las unidades de Herrerías al NE y Cumbres-Hinojales al SO (Apalategui et al., 1990b).

Los circones obtenidos de D3, una muestra de 15 kg, son de pequeño tamaño y baja calidad. La familia principal de circones parece presentar núcleos heredados de forma redondeada que han crecido durante el último periodo magmático, dando lugar a geometrías bipiramidales. A pesar de la dificultad de encontrar circones que no presentaran evidencias de núcleos heredados, fueron separadas tres fracciones para la abrasión: Z1 compuesto de 11 fragmentos de prismas alargados (3:1:1 a 5:1:1) con colores claros y formas euhedrales, y Z2 y Z3 formados por prismas alargados con inclusiones fluidas en sus núcleos, un posible indicio de que no presentaran núcleos heredados. Los resultados (Fig.3.5.) indican que Z1 contiene núcleos heredados, mientras que Z2 y Z3 han sido interpretados como granos libres de herencia y proporcionan una edad de cristalización para este cuerpo de  $352 \pm 4$  Ma calculada mediante la media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (MSWD=0.07, Prob. de interceptar= 0.79).

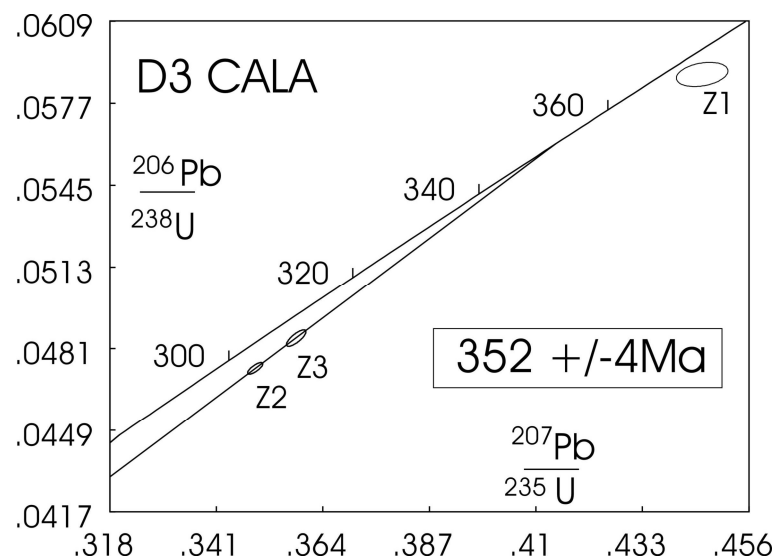
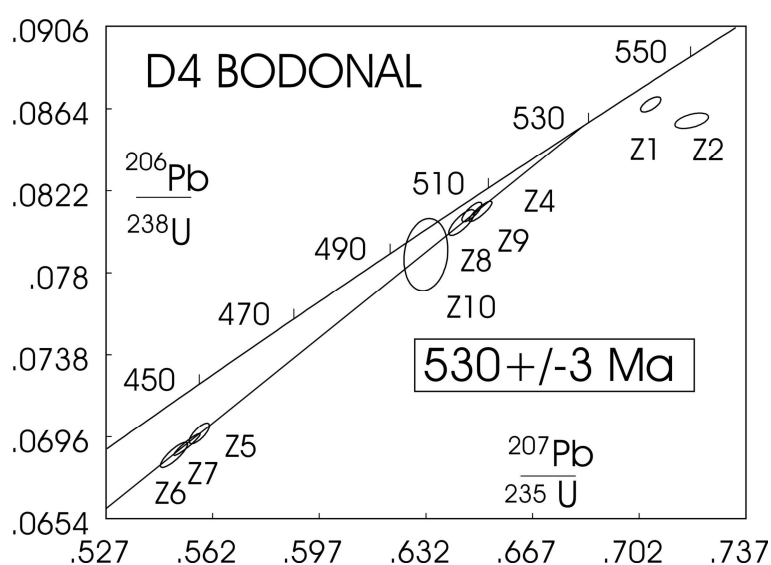


Figura 3.5. Diagrama de la concordia de la muestra D3, correspondiente al granito de Cala.

### 3.3.4. D4 Pórfido de Bodonal-Cala (731.00E , 4210.45N UTM29)

Esta muestra pertenece a las intrusiones subvolcánicas del Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala, principal unidad en la que intruye el Complejo Ígneo de Santa Olalla. Se trata de un pórfido riolítico de grano grueso, en el que destacan grandes cristales de feldespato potásico con texturas rapakivi. El pórfido de Bodonal-Cala fue datado en  $514 \pm 9$  Ma (U-Pb SHRIMP en circones,

Ordoñez Casado, 1998). Esta muestra fue recogida con la intención de comparar su edad con la del stock de Aguablanca, considerando la posibilidad de una edad Cámbrico Inferior para Aguablanca. Una muestra de 13 kg proporcionó distintas familias de circones atendiendo a su morfología. Las fracciones Z1, Z2 y Z3 contenían prismas claros y euhedrales de tamaños variados de gruesos a finos, con morfologías isométricas, y evidenciaron tras los análisis que presentaban núcleos heredados. Pero las fracciones Z4 a Z10, compuestas por prismas largos y aplanados (20:4:1) y prismas en forma de aguja, proporcionaron datos colineares (Fig.3.6.). La mejor estimación de la edad de cristalización de este cuerpo la obtenemos mediante la media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Davis, 1982) de estas fracciones (Z4-Z10) que es  $530 \pm 3$  Ma (MSWD=0.74, Prob. de interceptar =0.61).



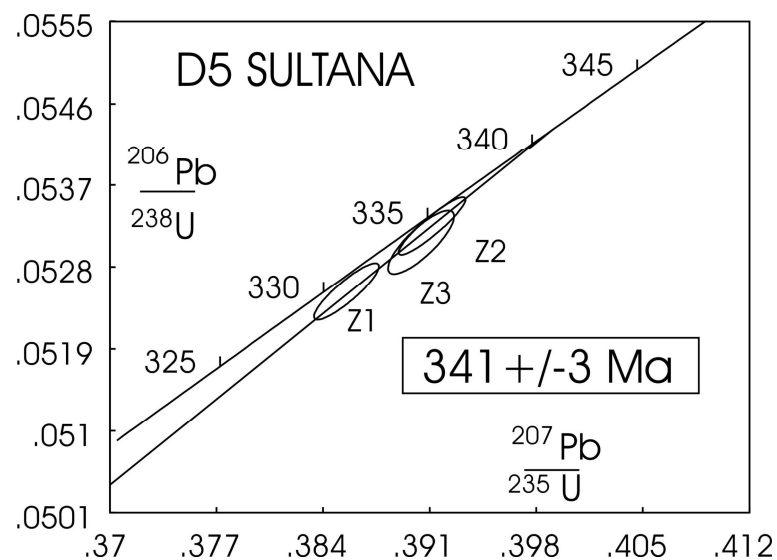
**Figura 3.6.** Diagrama de la concordia de la muestra D4, correspondiente al pórfido de Bodonal-Cala.

### 3.3.5. D5 La Sultana (738.94E , 4205.69N UTM29)

La tonalita de la Sultana ha sido interpretada (Apalategui et al., 1990b) como una apófisis máfica del stock de Santa Olalla. Es una intrusión subcircular localizada hacia el NO del complejo y está compuesta por tonalitas y cuarzodioritas hornbléndico-biotíticas. Cerca del borde N de la intrusión se encuentra una mineralización de Cu-Au, cuya explotación se encuentra ahora abandonada (Mina de la Sultana).

La apófisis máfica de la Sultana intruye a favor del contacto entre la sucesión de Tentudía (perteneciente a la Serie Negra) de edad Neoproterozoico hacia el norte y el Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala del Cámbrico inferior hacia el sur. Esta es la única zona en donde el Complejo Ígneo de Santa Olalla entra en contacto con la Serie Negra; el resto de los cuerpos intrusivos se emplazan en el Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala.

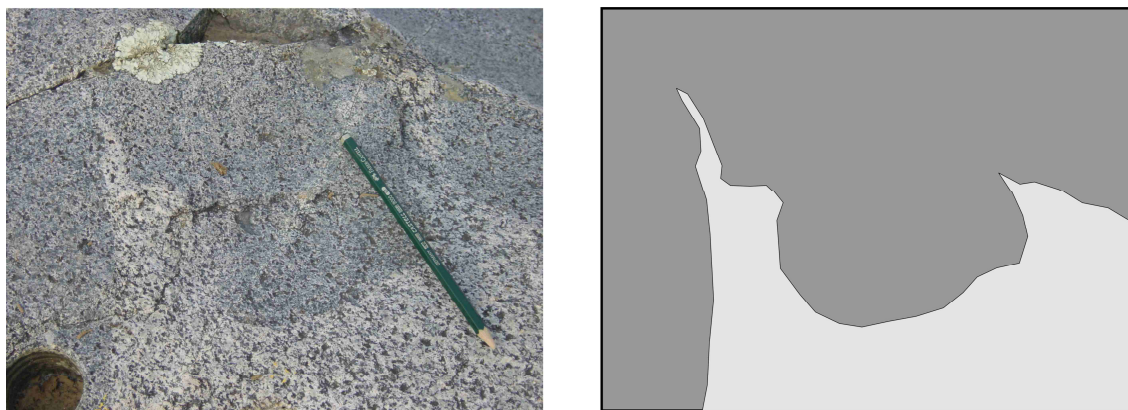
Una muestra de 15 kg fue recolectada en los alrededores de la Mina de la Sultana. El tratamiento de la muestra proporcionó una gran cantidad de circones prismáticos de grano grueso de gran calidad con geometrías muy euhedrales y colores claros. Las geometrías de los prismas variaban de alargadas (8:1:1) a alargadas levemente aplanadas (7:2:1). Fueron seleccionados para su abrasión 90 circones claros y euhedrales de tamaño grueso. Las fracciones Z1, Z2 y Z3 proporcionaron elevados contenidos en U (170 - 492 ppm, Tabla 3.1.) y presentan grados de discordancia del 2-3% (Fig.3.7.). La media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  proporciona una edad de cristalización de  $341 \pm 3 \text{ Ma}$  (MSWD=0.85, Prob. de interceptar = 0.43).



**Figura 3.7.** Diagrama de la concordia de la muestra D5, correspondiente a la apófisis de la Sultana.

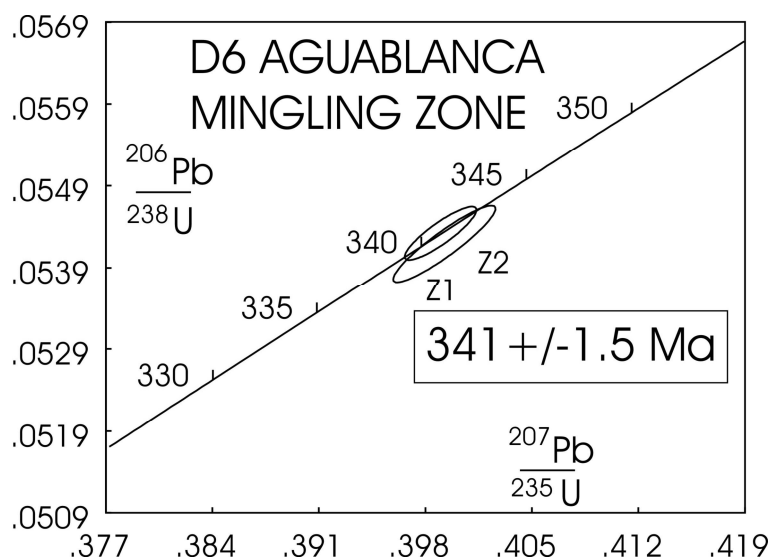
#### 3.3.6. D6 Zona de mingling de Aguablanca (746.62E , 4204.06N UTM29)

El stock de Aguablanca muestra una zona de *mingling* donde las gabronoritas de Aguablanca se entremezclan de forma inmisible con una roca félsica de carácter híbrido (Fig.3.8.). El afloramiento de rocas félsicas aparece totalmente rodeado de las gabronoritas del stock de Aguablanca, por lo que la edad de cristalización de estas rocas es equivalente a la del stock de Aguablanca. Considerando que la concentración de circones magmáticos en las rocas félsicas sería mayor que en las gabronoritas, se eligió esta muestra para la datación del stock de Aguablanca. El afloramiento donde fue recogida la muestra se encuentra en la margen oriental del Rivera de Cala, dentro del stock de Aguablanca y cerca del contacto entre Aguablanca y el stock de Santa Olalla, contacto que aparece muy modificado por fallas frágiles en la actualidad.



**Figura 3.8.** Zona de *mingling* situada al sur del stock de Aguablanca. La facies máfica corresponde a las gabronoritas de Aguablanca, y la félsica a una roca tonalítica de carácter híbrido.

La muestra de 13 kg fue tratada y dio lugar a un concentrado de circones con una distribución bimodal de los tamaños, que podría ser interpretado como un producto de los procesos de hibridación. Los tamaños de grano muy pequeños son muy abundantes mientras que aparecieron sólo algunos cristales de grano grueso. Una selección de 22 prismas grandes y euhedrales y algunos fragmentos de similares características con colores marrones anubarrados fueron desgastados mediante abrasión por aire. Las morfologías de los prismas variaban de levemente alargadas (3:2:2) a levemente alargadas y planas (4:3:2) con facetados muy limpios y netos. De este grupo de circones se realizaron dos análisis (Z1 y Z2), ambos totalmente concordantes (Fig.3.9.) que proporcionaron una edad de cristalización de  $341 \pm 1.5$  Ma, calculada mediante la media ponderada de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (MSWD=0.32, Prob. de interceptar =0.57).

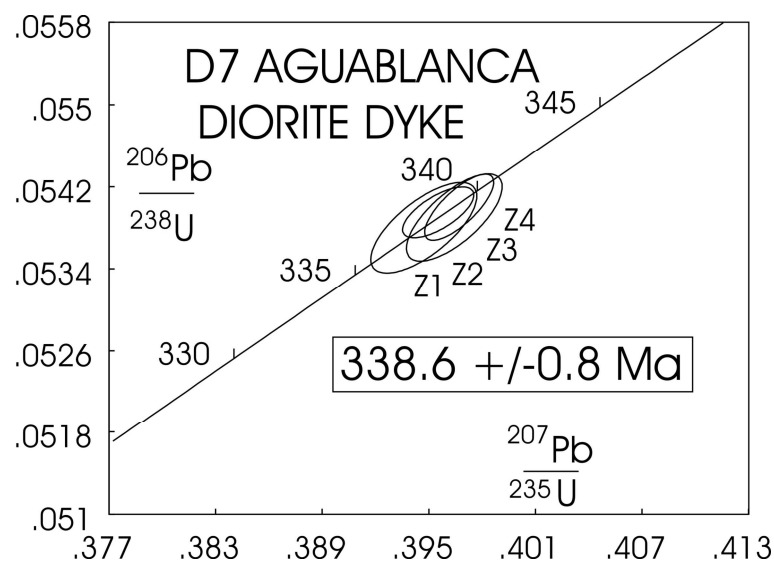


**Figura 3.9.** Diagrama de la concordia de la muestra D6, correspondiente a la zona de *mingling* de Aguablanca.



### 3.3.7. D7 Diques dioríticos de Aguablanca (747.17E , 4205.44N UTM29)

Durante el periodo de exploración de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) realizado por Río Narcea Gold Mines, se atravesaron diferentes litologías mediante sondeos, con el objeto de reconstruir la geometría en profundidad de la mineralización. Las litologías muestreadas pertenecen tanto a la mineralización como a las rocas en donde está emplazada, que varían de gabronoritas a dioritas. Las dioritas son la facies más félsica presente en los alrededores de la mineralización y por este motivo fue seleccionada para la datación (dado que se sospechaba una escasa cantidad de circones en la gabronorita). Las dioritas aparecen en forma de diques tardíos que intruyen tanto a las gabronoritas como a la mineralización. Uno de estos diques fue muestreado tomando 10 kg amablemente cedidos por Río Narcea Gold Mines de un sondeo (sondeo AGU-37 desde 121.9 a 125.0 m). Tras el procesamiento de la muestra se obtuvo una gran cantidad de circones claros y euhedrales, tanto prismas como fragmentos de prismas de tamaños grandes. De esta muestra se han obtenido 4 medidas (Z1-Z4) y todas ellas han resultado plenamente concordantes (Fig.3.10.). Mediante la media ponderada de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  se ha calculado una edad de cristalización bastante precisa de  $338.6 \pm 0.8$  Ma (MSWD=0.29, Prob. de interceptar =0.83).

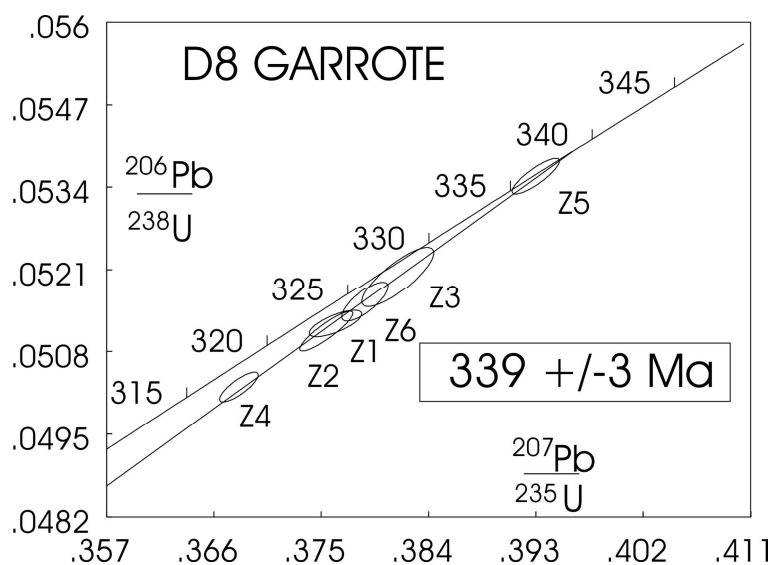


**Figura 3.10.** Diagrama de la concordia de la muestra D7, correspondiente a los diques dioríticos de Aguablanca.

### 3.3.8. D8 Garrote (746.21E, 4205.88N UTM29)

El granito del Garrote, también conocido con el nombre de granito del Helechoso, es una pequeña intrusión localizada dentro de la aureola de contacto del stock de Aguablanca. Composicionalmente se trata de un sienogranito con hornblenda. Se recogió una muestra de 4 kg de uno de los sondeos de exploración de la mina de Aguablanca, amablemente cedida por Río Narcea Gold Mines (sondeo AGU-51). Tras el procesado de la muestra se obtuvieron algunos prismas y fragmentos

claros y euhedrales y otros levemente alterados. Dos morfologías principales fueron separadas para la abrasión. Las fracciones Z1-Z3 estaban compuestas por prismas claros y euhedrales de tamaño medio con formas de levemente alargados (3:1:1) a alargados y aplanados (4:2:1). En cambio las fracciones Z4-Z6 estaban formadas por prismas y fragmentos de prismas de tamaño grande. Todas las medidas están alineadas en una línea de discordia que tiende a 0 Ma (Fig.3.11.). La edad media ponderada de las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  exceptuando la fracción más discordante (Z4) proporciona una edad de cristalización para el granito del garrote de  $339 \pm 3$  Ma (MSWD=0.09, Prob. de interceptar = 0.98).

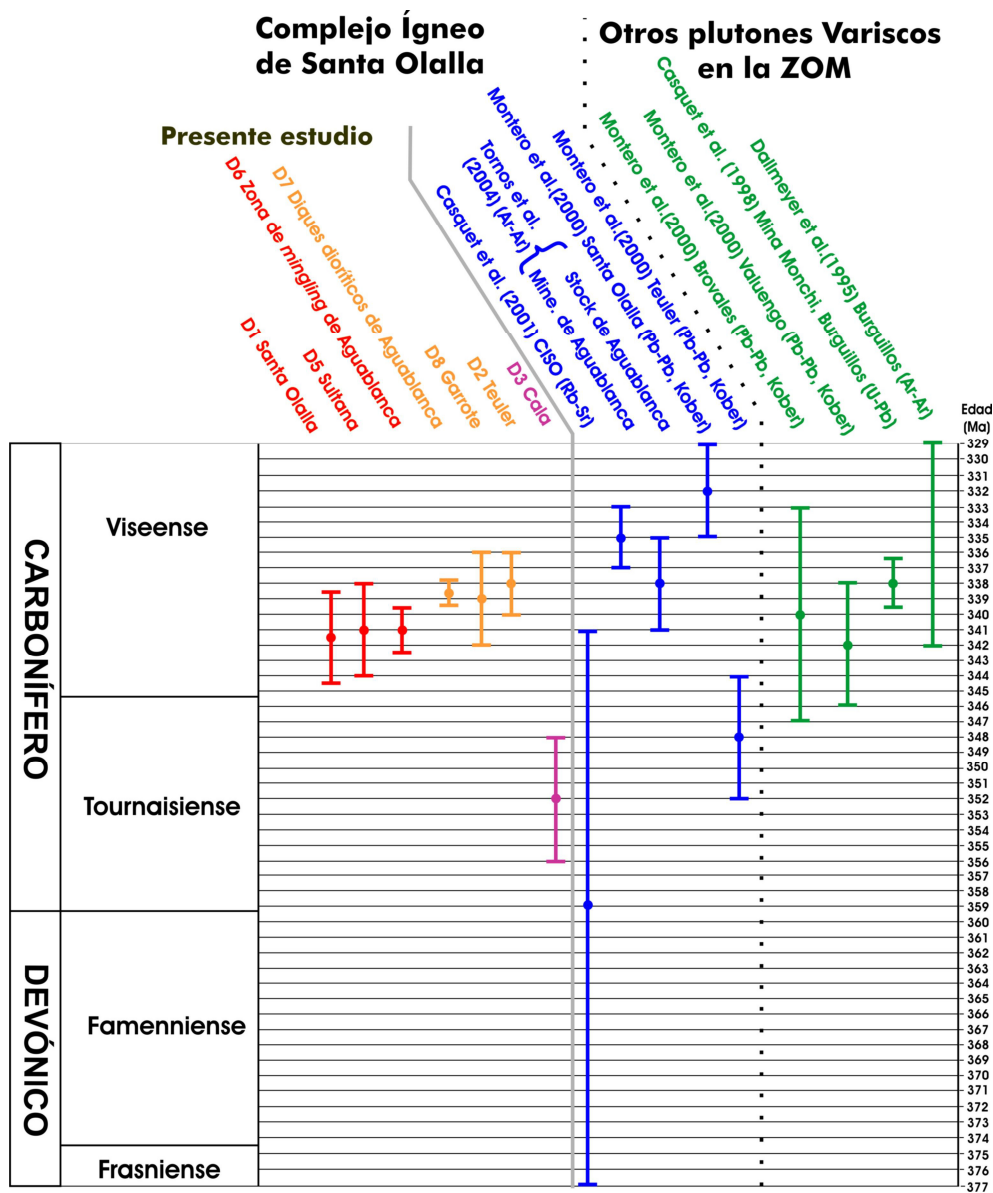


**Figura 3.11.** Diagrama de la concordia de la muestra D8, correspondiente al granito del Garrote.

### 3.4. DISCUSIÓN

Los resultados geocronológicos obtenidos en el presente estudio definen con claridad una edad varisca (Tournaisiense-Viseense) para todas las rocas plutónicas analizadas, que se encuentra dentro del periodo 336-356 Ma (Fig.3.12.) con un intervalo de confianza del 95%.

Los datos obtenidos para las muestras del stock de Aguablanca D6 y D7 ( $341 \pm 1.5$ ,  $338.6 \pm 0.8$  Ma respectivamente) indican que la edad de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca tiene una edad carbonífera y no cámbrica, lo que resuelve la controversia que existía sobre su edad. La mineralización aparece intruyendo en el borde norte del stock de Aguablanca, luego es mas moderna que  $341 \pm 1.5$  Ma (edad del stock, obtenida de la zona de *mingling*, D6); y, por otro lado, aparece cortada por los diques dioríticos, luego es más antigua que  $338.6 \pm 0.8$  Ma (D7). Esto tiene importantes implicaciones en el modelo genético de esta mineralización, dado que implica que se originó durante un régimen tectónico colisional transpresivo (Orogenia Varisca) y no está por lo tanto relacionado con la etapa de rifting cambro-ordovícica, a pesar de que este tipo de ambientes geodinámicos se han considerado los más favorables para la formación de mineralizaciones de Ni-Cu-(EGP) (Leshner, 2003).



**Figura 3.12.** Cronograma en donde se muestran las dataciones U-Pb del presente estudio, separadas en tres eventos magmáticos (ver texto): el primer evento corresponde a la intrusión del granito de Cala (violeta), el segundo evento corresponde a la intrusión del stock de Santa Olalla y de Aguablanca (rojo), y el tercer evento corresponde a la intrusión de los granitos del Teuler y Garrote junto con los diques dioríticos de Aguablanca (naranja). Para su comparación se muestran otras dataciones del Complejo Ígneo de Santa Olalla (azul) y otras edades de plutones variscos obtenidas en la Zona de Ossa-Morena (verde). CISO: Complejo Ígneo de Santa Olalla, ZOM: Zona de Ossa-Morena.

Los resultados obtenidos recientemente por Tornos et al. (2004) mediante  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en flogopitas indican similares resultados para la edad tanto del stock de Aguablanca como de la mineralización:  $338 \pm 3$  Ma para el gabro en el que intruye la brecha mineralizada (stock de Aguablanca) y  $335 \pm 2$  Ma para un fragmento de gabronoritas de la brecha mineralizada. Ambas edades son equivalentes dado que la temperatura a la que se emplazó la brecha fue de entre 1000 y 1400°C (Tornos

et al., 2001), y la temperatura de cierre del sistema es de 400°C, luego la edad obtenida por este método en ambas muestras es la edad del enfriamiento del stock de Aguablanca más la mineralización por debajo de 400°C (Tornos et al., 2004). Por lo tanto, los datos de  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de Tornos et al. (2004) deben de ser comparados con la edad obtenida en el presente estudio para el stock de Aguablanca ( $D6, 341 \pm 1.5$  Ma). Aunque la edad U-Pb obtenida en este trabajo es un poco más antigua que la edad  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de Tornos et al. (2004) los márgenes de error de ambas dataciones se solapan en el intervalo de 339-341 Ma. Además considerando la diferencia entre las temperaturas de cierre del sistema Ar-Ar frente al sistema U-Pb, el decalaje entre ambas dataciones puede ser coherente con el proceso de enfriamiento del complejo.

A pesar de que todas las edades obtenidas de los cuerpos plutónicos se superponen en un pequeño intervalo (336 - 356 Ma), evaluando las edades radiométricas absolutas y los criterios geocronológicos relativos deducidos de las relaciones de corte en el campo se pueden reconstruir diferentes estadios en la evolución magmática.

El primer cuerpo en intruir en el área de estudio es el granito de Cala ( $352 \pm 4$  Ma), se trata de un cuerpo separado del resto desde un punto de vista espacial y también cronológico. Los procesos de skarnificación asociados a este cuerpo generaron la mineralización de magnetita de Minas de Cala (Doetsch y Romero, 1973). Tradicionalmente este cuerpo ha sido relacionado con las tonalitas del stock de Santa Olalla (Apalategui et al., 1990b), pero la datación indica que se trata de dos pulsos magmáticos bien diferenciados (separados 10 Ma, ver Fig.3.12). El granito de Cala puede proceder de la misma fuente que el Complejo Ígneo de Santa Olalla pero de un pulso magmático anterior. Esto nos lleva a descartar la posibilidad de incluir el granito de Cala dentro del Complejo Ígneo de Santa Olalla y a considerarlo simplemente un precursor.

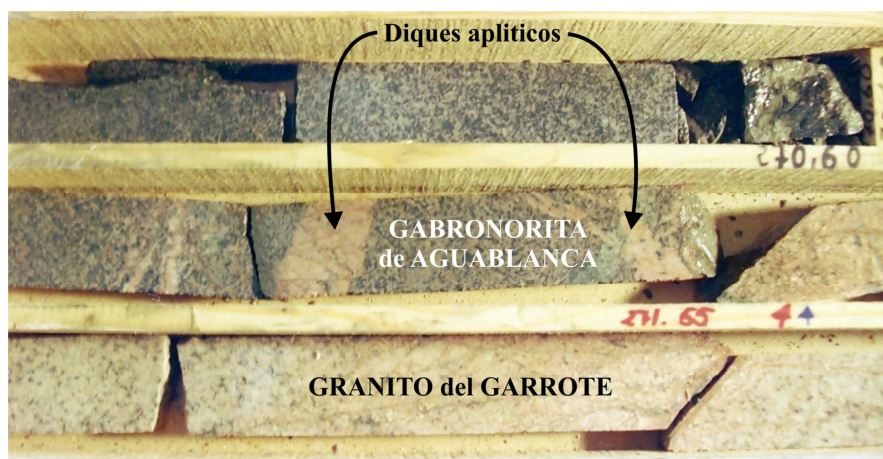
La siguiente fase magmática es la que generó los principales cuerpos intrusivos del complejo. Las edades U-Pb pertenecientes a esta segunda fase son:  $341 \pm 1.5$  Ma (zona de *mingling* de Aguablanca),  $341.5 \pm 3$  Ma (stock de Santa Olalla) y  $341 \pm 3$  Ma (tonalitas hornbléndicas de la Sultana). Esta fase corresponde al periodo magmático principal, en el cual se emplazaron el stock de Aguablanca y el stock de Santa Olalla junto con su apófisis máfica, la Sultana. Casquet (1980) consideró que el Complejo Ígneo de Santa Olalla estaba formado por dos plutones diferenciados, intruidos en momentos distintos, primero el stock de Aguablanca y después el stock de Santa Olalla. A la luz de los resultados geocronológicos obtenidos (las edades de ambos cuerpos son indistinguibles) y las relaciones de *mingling* que se observan cerca del contacto sur de Aguablanca con Santa Olalla, parece más apropiada la interpretación dada por Eguíluz et al. (1989) y Bateman et al. (1992) que consideran que Aguablanca y Santa Olalla son simplemente diferentes facies de un mismo plutón con zonado discontinuo.

El Complejo Ígneo de Santa Olalla es posterior a la deformación principal penetrativa varisca que afecta al encajante y, a su vez, está cortado por los desgarrres sinestrales tardivariscos como la falla de Zufre. Esto indica que las deformaciones principales variscas en esta parte de la Zona de Ossa-

Morena son anteriores a 341 Ma o que este área se encontraba en una zona superficial de la corteza, dentro del dominio frágil, cuando tuvo lugar el emplazamiento de los cuerpos ígneos.

Las dataciones previas del stock de Santa Olalla y del granito del Teuler realizadas por Salman y Montero (1999), Montero et al. (2000), y Salman (2002, 2004), utilizando Pb-Pb Kober (Kober, 1986, 1987) obtuvieron edades de  $332 \pm 3$  Ma y  $348 \pm 4$  Ma respectivamente. Estos resultados contrastan con los obtenidos en el presente trabajo mediante U-Pb ( $341 \pm 3$  Ma para el stock de Santa Olalla y  $338 \pm 2$  para el granito del Teuler). La razón de esta discrepancia es difícil de elucidar dado que la técnica Kober no proporciona la información de los isótopos U-Pb necesaria para realizar un diagrama de la concordia, por lo que no se puede saber si los resultados de Pb-Pb Kober han sido concordantes o por el contrario muy discordantes. Por otro lado, el error experimental en las determinaciones mediante Pb-Pb Kober es mayor que en la técnica de U-Pb, aunque los errores se ven reducidos al realizar la media de muchos pasos de evaporación (ver los rangos de error de cada paso de evaporación en las figuras Fig.2.9. y Fig.2.10.). Dada la mayor precisión, y la información completa que proporciona la técnica de datación U-Pb, consideramos que las edades de cristalización obtenidas en este trabajo ( $341 \pm 3$  Ma para el stock de Santa Olalla y  $338 \pm 2$  para el granito del Teuler) son más fiables que las obtenidas mediante Pb-Pb Kober.

El último evento magmático registrado en la zona está caracterizado por rocas más evolucionadas: en el stock de Aguablanca intruyeron los diques dioríticos ( $338.6 \pm 0.8$  Ma) y al norte y al oeste del complejo se emplazaron los granitos del Garrote ( $339 \pm 3$  Ma) y el Teuler ( $338 \pm 2$  Ma). Las edades de las rocas de este evento se pueden agrupar en un mismo episodio (Fig.3.12), aunque son necesarias más evidencias para separarlo del evento magmático principal, dado que los rangos de error en ocasiones se superponen (véase la edad del Garrote, Fig.3.12.). Por ello se exponen relaciones de corte observadas en el campo, que apoyan la diferenciación de este último evento magmático. La superposición del error de la datación del Garrote ( $339 \pm 3$  Ma) con las dataciones del evento magmático principal ( $341 \pm 1.5$  Ma, zona de *mingling* de Aguablanca;  $341.5 \pm 3$  Ma, stock de Santa Olalla;  $341 \pm 3$  Ma, tonalitas hornbléndicas de la Sultana), ha sido resuelta gracias a las evidencias geocronológicas obtenidas con la campaña de sondeos de exploración realizada por Río Narcea Gold Mines. Uno de los sondeos muestra el contacto entre las gabronoritas de Aguablanca y el granito del Garrote; estos dos cuerpos aunque están separados por mármoles en superficie presentan un contacto intrusivo en profundidad. En el contacto que se observa en el sondeo (Fig.3.13.) aparecen diques y venas procedentes del Garrote cortando las gabronoritas de Aguablanca, lo que corrobora que el Garrote es posterior a Aguablanca. Por otro lado la edad de los diques dioríticos ( $338.6 \pm 0.8$  Ma) es un poco más joven que la del stock de Aguablanca ( $341 \pm 1.5$  Ma), lo que es coherente con las relaciones de corte que se observan en el campo donde los diques atraviesan a los gabros de Aguablanca.



**Figura 3.13.** Fotografía que muestra un sondeo obtenido durante la campaña de exploración de la mineralización de Aguablanca realizada por Río Narcea Gold Mines. En el sondeo se observa la presencia de diques aplíticos del Garrote atravesando la gabronorita del stock de Aguablanca.

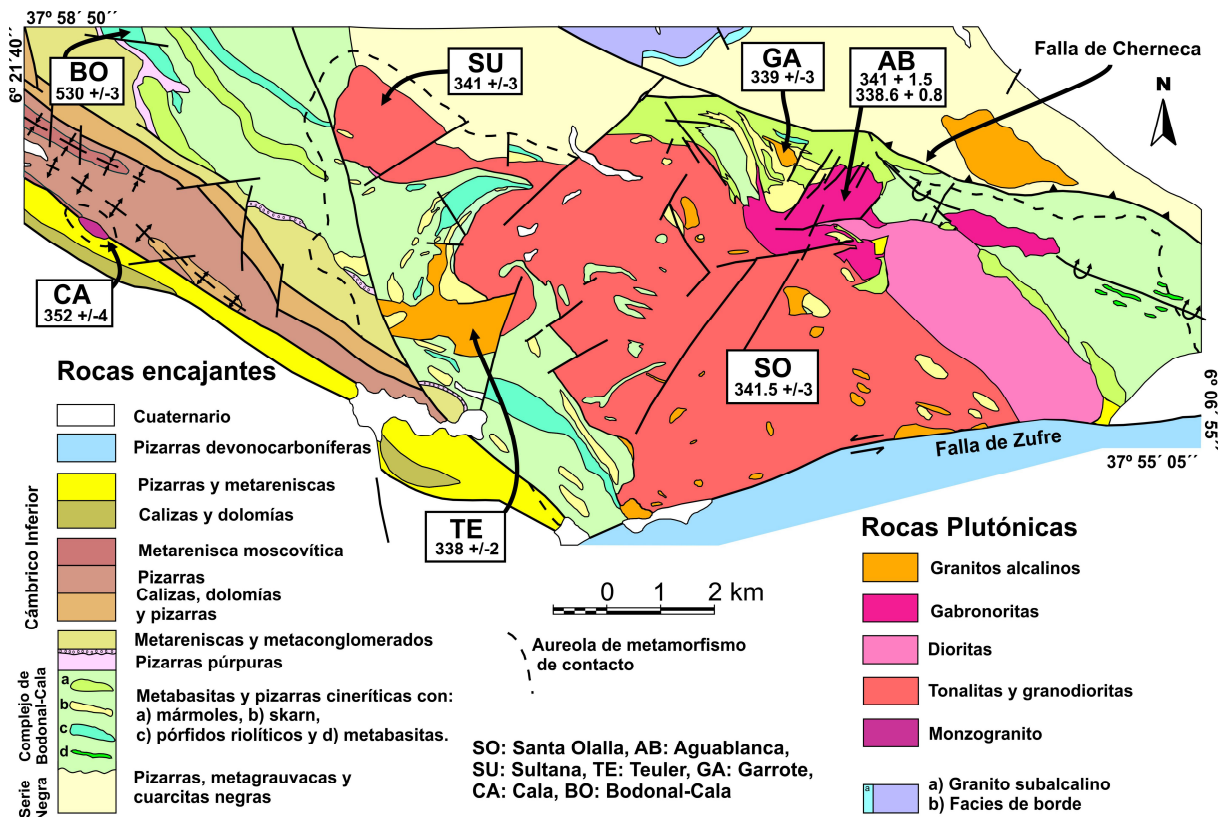
Las edades obtenidas para el Teuler y Garrote permiten considerar estos cuerpos como parte del Complejo Ígneo de Santa Olalla, un hecho que contradice la hipótesis que correlacionaba estos cuerpos con el pórfido dacítico cámbrico de Valera (Apalategui et al., 1990b).

Solamente el pórfido de Bodonal-Cala, que pertenece a las rocas en donde encaja el Complejo Ígneo de Santa Olalla, ha proporcionado una edad cámbrica:  $530 \pm 3$  Ma. Esta edad es significativamente más antigua que la obtenida mediante U-Pb SHRIMP ( $514 \pm 9$  Ma) en otro lugar de la región (Ordoñez Casado, 1998). La diferencia de edades puede estar relacionada con la complejidad que presenta esta unidad vulcanosedimentaria, la cual puede ser diacrónica a lo largo de la zona de Ossa-Morena, dado que el plutonismo cogenético datado en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio está dentro de un intervalo similar, 530-505 Ma (K-Ar Galindo et al., 1990; U-Pb Oschner, 1993; U-Pb SHRIMP Ordoñez Casado, 1998; Pb-Pb Kober Salman y Montero, 1999; Pb-Pb Kober Montero et al., 2000).

Comparando el periodo durante el que se generó el Complejo Ígneo de Santa Olalla (336-345 Ma) y el granito de Cala ( $352 \pm 4$  Ma) con el resto de plutones variscos datados en la Zona de Ossa-Morena: Brovales ( $340 \pm 4$  Ma, Montero et al., 2000), rocas básicas de complejo de Valuengo ( $342 \pm 4$  Ma, Montero et al., 2000) y Burguillos del Cerro ( $330 \pm 9$  Ma Rb-Sr, Bachiller et al., 1997; 335 Ma Ar-Ar, Dallmeyer et al., 1995;  $338 \pm 1.5$  Ma U-Pb, de la mineralización de allanita de Mina Monchi, Casquet et al., 1998a), resulta evidente que los cuerpos datados en este estudio junto con el complejo intrusivo de Burguillos-Brovales-Valuengo, se generaron durante el evento magmático varisco principal que abarca con la precisión de las dataciones de que se dispone actualmente de 353 a 329 Ma.

En la Fig.3.14. están indicadas las edades de cada uno de los cuerpos sobre el mapa geológico. El conocimiento geocronológico en la zona de estudio es el más detallado que se posee en la actualidad de un complejo plutónico en toda la zona de Ossa-Morena (compárese la escala de la Fig.2.7. donde se

muestran las dataciones de plutones en toda Ossa-Morena, con las edades obtenidas en el presente estudio en la Fig.3.14.



**Figura 3.14.** Edades de cristalización U-Pb obtenidas para cada cuerpo en el presente estudio indicadas sobre la cartografía geológica del Complejo Ígneo de Santa Olalla.

El perfil sísmico de reflexión profunda IBERSEIS atraviesa completamente la Zona de Ossa-Morena, y también sus contactos al NE con la Zona Centroibérica y al SO con la Zona Surportuguesa (Simancas et al., 2003) (Fig.2.6.). El descubrimiento más intrigante revelado por este perfil sísmico es el IRB (Iberseis Reflective Body); se trata de una capa situada en la corteza media con una longitud de más de 175 km de largo y una potencia considerable (1.5 s de media) caracterizada por reflexiones de gran amplitud. De entre diferentes hipótesis, Simancas et al. (2003) se decantaron por interpretar este cuerpo de alta reflectividad como una intrusión máfica-ultramáfica estratificada (lo que explicaría los reflectores que aparecen dentro del cuerpo), que podría haber sido la fuente del magmatismo varisco de la Zona de Ossa-Morena. Sin embargo, el perfil magnetotelúrico realizado por Pous et al. (2004) indica que la zona ocupada por el IRB presenta una alta conductividad eléctrica, lo cual no es compatible con la hipótesis de Simancas et al. (2003) que consideran el IRB como un cuerpo intrusivo único con una estructura estratificada. Por este motivo, Pous et al. (2004) proponen una nueva hipótesis para ese cuerpo de alta reflectividad, consistente en un complejo de intrusiones horizontales tipo sill, separadas por pantallas de roca encajante rica en grafito con alta conductividad (probablemente pertenecientes a la

Serie Negra o una formación similar). Las reflexiones de alta amplitud estarían ocasionadas por el contraste de impedancias entre el encajante y las rocas ígneas. Ambas litologías estarían interestratificadas en la corteza media.

Siguiendo la interpretación de Pous et al. (2004), la actividad magmática registrada en la corteza superior durante la Orogenia Varisca (353-329 Ma) en la zona de Ossa-Morena, incluyendo el magmatismo del Complejo Ígneo de Santa Olalla, podría responder a la expresión superficial de los magmas acumulados en el hipotético complejo máfico-ultramáfico de sills que se correspondería con el IRB. Los magmas máfico-ultramáficos acumulados en la zona del IRB habrían ascendido por la corteza superior sufriendo procesos de fraccionación y contaminación hasta emplazarse en niveles más someros.

La presencia de una hipotética fuente magmática máfica-ultramáfica (IRB) situada en la corteza media, durante el tiempo en el que se emplazó el stock de Aguablanca y la mineralización de sulfuros magmáticos, apoya el modelo genético esbozado por Piña et al. (2006a). Este modelo considera que la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca se formó a partir de la brechificación de un complejo máfico-ultramáfico mediante la irrupción de un líquido gabronorítico mezclado mediante *mingling* con un líquido sulfurado. Sin embargo la profundidad a la que se encontraba esta cámara (en donde tuvo lugar la separación del líquido inmiscible sulfurado) no se puede determinar con los datos de que se dispone actualmente. Esta cámara podría estar situada en la corteza media (IRB) o podría tratarse de una cámara situada a una profundidad intermedia entre el IRB y el Complejo Ígneo de Santa Olalla. Por otro lado, el contenido escaso de fragmentos del encajante en la brecha mineralizada de Aguablanca, parece indicar que ésta no ha atravesado una gran distancia, porque en ese caso habría arrancado probablemente abundantes fragmentos del encajante. Esto sugiere que la cámara magmática máfica-ultramáfica, de donde procede la mayoría de los fragmentos de la brecha, puede encontrarse a escasa profundidad. La posibilidad de encontrar la cámara en la cual se originó la mineralización a una profundidad explotable está centrando actualmente los esfuerzos en exploración llevados a cabo en el área de Aguablanca.

La edad varisca obtenida para el depósito de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca obliga a reevaluar los ambientes geodinámicos en los que puede darse este tipo de mineralizaciones, tradicionalmente asociadas a ambientes de rifting. En este sentido, Tornos y Chiriada (2004), Tornos y Casquet (2005) y Tornos et al. (2005) han propuesto un modelo metalogenético para las mineralizaciones variscas de Ossa-Morena, que engloba tanto la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de sulfuros magmáticos de Aguablanca como las mineralizaciones hidrotermales de Cu-Au y óxidos de hierro (Minas de Cala, Minas de la Sultana, y Mina del Teuler). Este modelo está principalmente controlado por la presencia de la intrusión máfica-ultramáfica en la corteza media (IRB), que actúa como fuente de los fluidos hidrotermales y magmáticos que han dado lugar a los diferentes tipos de mineralizaciones.

Para explicar la presencia de esta intrusión máfica-ultramáfica en la corteza media de Ossa-Morena, Simancas et al. (2003) proponen la presencia de una pluma mantélica durante el Carbonífero



Inferior (355-335 Ma), que explicaría la etapa magmática principal varisca, así como el periodo extensional descrito por Simancas (1993) y Simancas et al. (2002) durante el cual se generaron las principales cuencas carboníferas (Quesada et al., 1990b; Giese et al., 1994) y que se encuentra situado entre las dos etapas compresivas variscas. Por otro lado Castro et al. (1996b) proponen, basándose en el análisis del metamorfismo del macizo de Aracena, que durante la Orogenia Varisca tuvo lugar la subducción oblicua bajo el margen activo de Ossa-Morena de una dorsal medio-oceánica. ¿Pudo estar relacionada la intrusión del supuesto cuerpo máfico-ultramáfico en la corteza media con la anomalía térmica provocada por la subducción de una dorsal, sin necesidad de recurrir a la presencia de una pluma mantélica? El verdadero significado y, en consecuencia, el origen de esta zona de alta reflectividad continúan siendo el objeto de interesantes debates.

El trabajo geocronológico descrito en este capítulo ha sido publicado parcialmente en Romeo et al. (2004), y los resultados definitivos se han publicado en Romeo et al. (2006a).



## *Capítulo 4*

---

# **ESTRUCTURA DEL COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA**



##### **4.1. INTRODUCCIÓN**

Para conocer los mecanismos de emplazamiento de los cuerpos plutónicos es necesario establecer su geometría en profundidad así como su estructura interna y la relación que ésta presenta con la estructura del encajante. Los análisis estructurales combinados con estudios gravimétricos aplicados al estudio de plutones configuran una poderosa herramienta para desarrollar modelos de emplazamiento que pueden explicar cómo los magmas pueden localizarse y solidificar en la corteza superior.

Las rocas plutónicas normalmente muestran orientaciones preferentes de los minerales que las forman, que pueden haber sido adquiridas en estado magmático (fábricas magmáticas, Paterson et al., 1989; 1998; Park y Means, 1996), o mediante deformación sub-solidus (fábricas deformacionales, Paterson et al., 1989; Vernon et al., 2004). El estudio de la geometría de estas fábricas y su comparación con la estructura del encajante son muy útiles para interpretar el modelo de emplazamiento de un plutón en su contexto geodinámico (Paterson y Fowler, 1993; Brown y Solar, 1999; Petford et al., 2000). Los estudios gravimétricos suponen un interesante complemento del análisis estructural porque mediante la modelización permiten acotar la geometría de las intrusiones en profundidad.

En este capítulo se muestran los resultados de una recolección extensiva de datos estructurales y gravimétricos del Complejo Ígneo de Santa Olalla. Aunque este tipo de estudios se han llevado a cabo en algunos de los plutones que afloran en Ossa-Morena (el complejo plutónico formado por Burguillos-Brocales-Valencia del Vetoso, Brun y Pons, 1981; granito de la Bazana, Galadí-Enríquez et al., 2003; granito del Castillo, Eguíluz et al., 1999; granito de Cardenchosa, Simancas et al., 2000), la estructura en detalle y la geometría en profundidad del Complejo Ígneo de Santa Olalla permanecen sin ser desentrañadas. No existe hasta la fecha ningún estudio gravimétrico centrado en este complejo ígneo, si bien ha formado parte de estudios gravimétricos a escala regional como el llevado a cabo por Sánchez-Jiménez (2003) sobre la estructura de la corteza de las zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena. La única aportación al conocimiento de la estructura del Complejo Ígneo de Santa Olalla fue realizada por Eguíluz et al. (1989). Aunque no se trata de un estudio en profundidad, da una aproximación de primer orden a la estructura interna del complejo.

El estudio estructural del complejo resulta interesante, considerando que éste puede ser usado como un marcador de paleo-deformaciones ocurridas durante la Orogenia Varisca en este área cuyas edades están perfectamente acotadas gracias al estudio geocronológico realizado previamente.

El principal objetivo de este estudio es doble: por un lado, establecer las orientaciones de las fábricas magmáticas del Complejo Ígneo de Santa Olalla obtenidas mediante métodos de geología estructural clásica, y, por otro lado, inferir la geometría de los cuerpos ígneos en profundidad mediante la modelización de los datos previamente adquiridos en una campaña gravimétrica. Combinando los datos estructurales y gravimétricos se ha propuesto un modelo de emplazamiento coherente con el ambiente geodinámico transpresivo varisco inferido de los datos geocronológicos (Romeo et al., 2006a).

## **4.2. ESTRUCTURA INTERNA DE LOS CUERPOS ÍGNEOS**

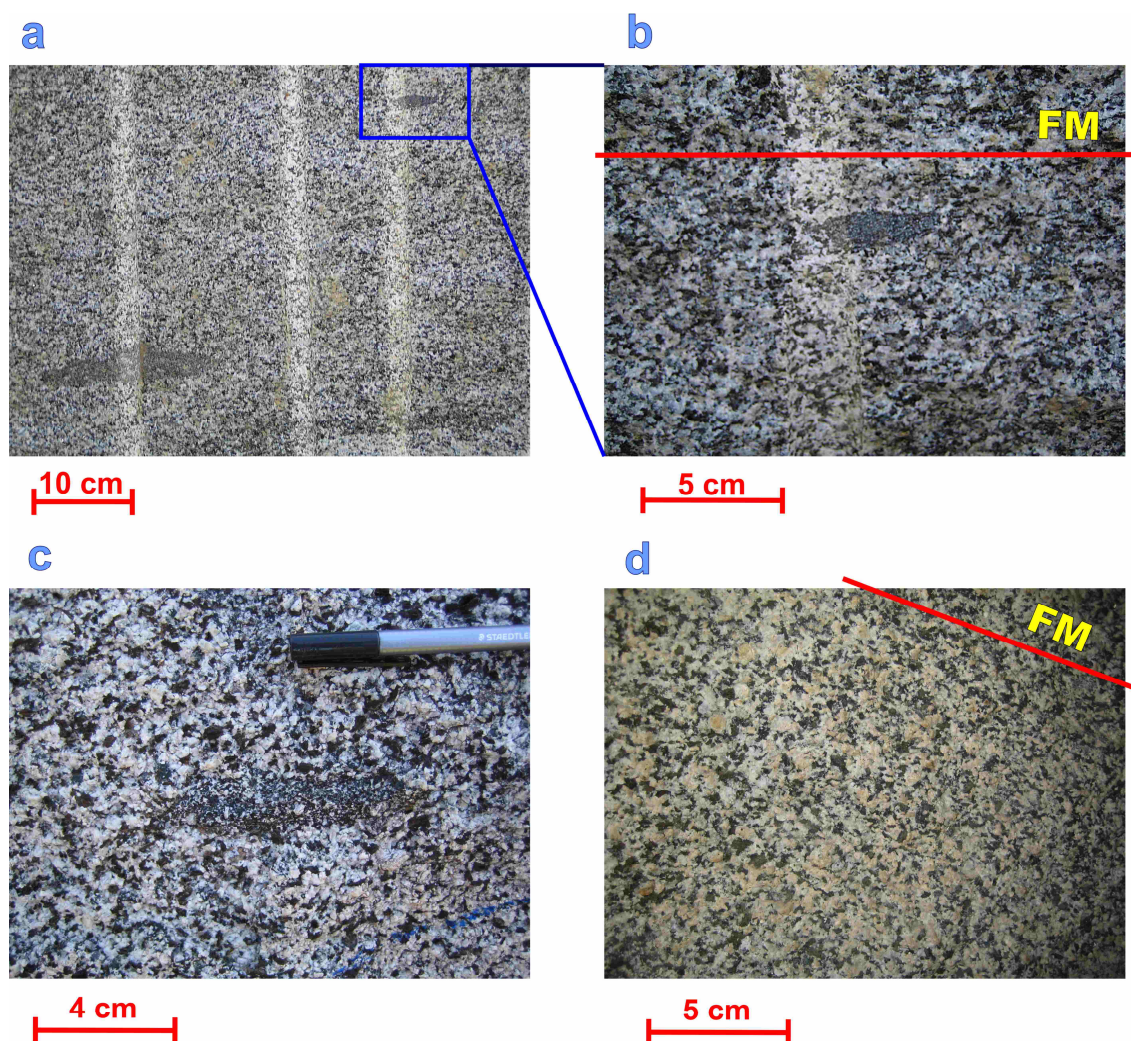
El Complejo Ígneo de Santa Olalla fue íntegramente deformado durante la fase magmática y no se han encontrado evidencias de deformaciones sub-solidus significativas. Solamente el cuarzo muestra leves deformaciones sub-solidus caracterizadas por extinciones ondulantes y subgranos, mientras que la plagioclasa, la biotita y la hornblenda permanecen no deformadas.

### **4.2.1 Fábricas magmáticas**

Las fábricas ígneas en las tonalitas, que son la principal litología que encontramos en el complejo, están definidas a una meso-escala por la orientación de los cristales de plagioclasa (1-4 mm de largo) formando foliaciones magmáticas favorecidas por el hábito planar de este mineral (Fig.4.1.). Como un mineral secundario durante el proceso de generación de la fábrica, la biotita aparece ocasionalmente orientada, mostrando foliaciones magmáticas definidas también por la orientación preferente de su hábito planar. En muchas ocasiones aunque son los cristales de plagioclasa los que definen la fábrica, ésta resulta más fácilmente apreciable por la orientación preferente de los huecos intersticiales rellenos en muchos casos por minerales máficos como la biotita y la hornblenda, dado que los cristales de plagioclasa resultan difíciles de individualizar en visu al componer una matriz blanquecina. La importancia de la plagioclasa como mineral formador de la fábrica es apreciable a escala microscópica como se deduce del estudio de la microestructura y la petrofábrica que serán analizadas en el capítulo 6.

La presencia de enclaves microgranudos máficos con morfologías muy aplastadas es también un buen indicador de la fábrica de la roca (Fig.4.1.). En muchos casos se aprecia un claro paralelismo entre el plano de la foliación magmática y el plano definido por el aplastamiento de los enclaves que actúan como indicadores pasivos de la deformación y de los que se puede presuponer una morfología inicial subsférica, como corresponde a las gotas inmiscibles de un líquido contenidas en otro de composición diferente.

Las facies más máficas como son las gabronoritas y cuarzodioritas también muestran foliaciones magmáticas definidas por la orientación preferente de los cristales de plagioclasa, si bien la orientación preferente de los piroxenos también juegan un papel muy significativo en la generación de la fábrica de estas litologías. En estos casos, el piroxeno suele mostrar una foliación magmática paralela a la descrita por las plagioclasas, definida por los ejes largos de los piroxenos incluidos dentro del plano de la foliación con orientaciones aleatorias. Solamente en contados puntos se han observado lineaciones minerales definidas por la orientación vertical de los ejes largos de los piroxenos y por la disposición de las plagioclasas. Estas lineaciones magmáticas verticales pertenecen al área de ascenso que rodea las chimeneas mineralizadas de Ni-Cu-(EGP) en el borde norte del stock de Aguablanca.



**Figura 4.1.** Fotografías de campo de foliaciones magmáticas: a) afloramiento donde se observa el paralelismo de 3 enclaves microgranudos, situados en la esquina superior derecha, inferior izquierda y uno parcialmente digerido en la esquina inferior derecha, definiendo una foliación ígnea (las franjas verticales de color claro corresponden a sondeos para la introducción de barrenos), b) ampliación de uno de los enclaves de la foto a donde se observa una foliación magmática (FM) definida por las plagioclasas, que es paralela a la máxima elongación del enclave microgranudo, c) enclave microgranudo alargado paralelo a una foliación magmática tenue, d) aspecto típico de la foliación magmática (FM) tal y como se observa normalmente en el campo; la dirección de la misma esta indicada por una línea roja.

#### 4.2.2 La estructura magmática

Con objeto de desentrañar la estructura magmática, se han realizado 223 estaciones de medida dispersas por todo el área que ocupa el Complejo Ígneo de Santa Olalla. El mapa de foliaciones ígneas y el mapa inferido de las trayectorias de la foliación se muestran en las Fig.4.2. y 4.3. respectivamente.

El mapa de foliaciones revela un patrón de orientaciones consistentes, donde se pueden distinguir dos dominios estructurales: a) un dominio situado NE, que discurre paralelamente al eje largo del complejo, donde las foliaciones muestran una dirección dominante NO-SE y buzamientos verticales

o con valores muy altos; y b) un dominio situado al SO donde las foliaciones están dominadas por buzamientos horizontales o muy bajos. En la Fig.4.2. se puede observar la separación de ambos dominios estructurales y la representación estereográfica de las foliaciones de cada dominio y del total de los datos, que justifican claramente la separación establecida.

#### *4.2.2.1. Dominio subvertical*

El dominio subvertical de la mitad NE del complejo tiene una dirección N140 y su estructura es paralela a las trayectorias de la foliación de las rocas de caja, que pertenecen predominantemente al Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala. Las rocas de Bodonal-Cala en contacto con este dominio son una banda de mármoles, con zonas de skarn, pizarras y metavulcanitas. Las trayectorias de la foliación del dominio subvertical muestran una disposición geométrica singular. Las foliaciones magmáticas muestran dos direcciones principales: (1) bandas (de 100 a 200 m de anchura) con direcciones N130 y buzamientos de 70-90° hacia el sur; y (2) entre esas bandas, las foliaciones son un poco oblicuas con direcciones N155 y buzamientos verticales. En el mapa de trayectorias de la foliación, la conjunción de ambos grupos de foliaciones da como resultado patrones estructurales con geometrías sigmoidales (A en Fig.4.3.).

#### *4.2.2.2. Dominio subhorizontal*

El dominio estructural subhorizontal ocupa la mitad SO del Complejo Ígneo de Santa Olalla. Mediante el análisis de las relaciones de las trayectorias entre la roca de caja y el dominio subhorizontal se puede determinar que:

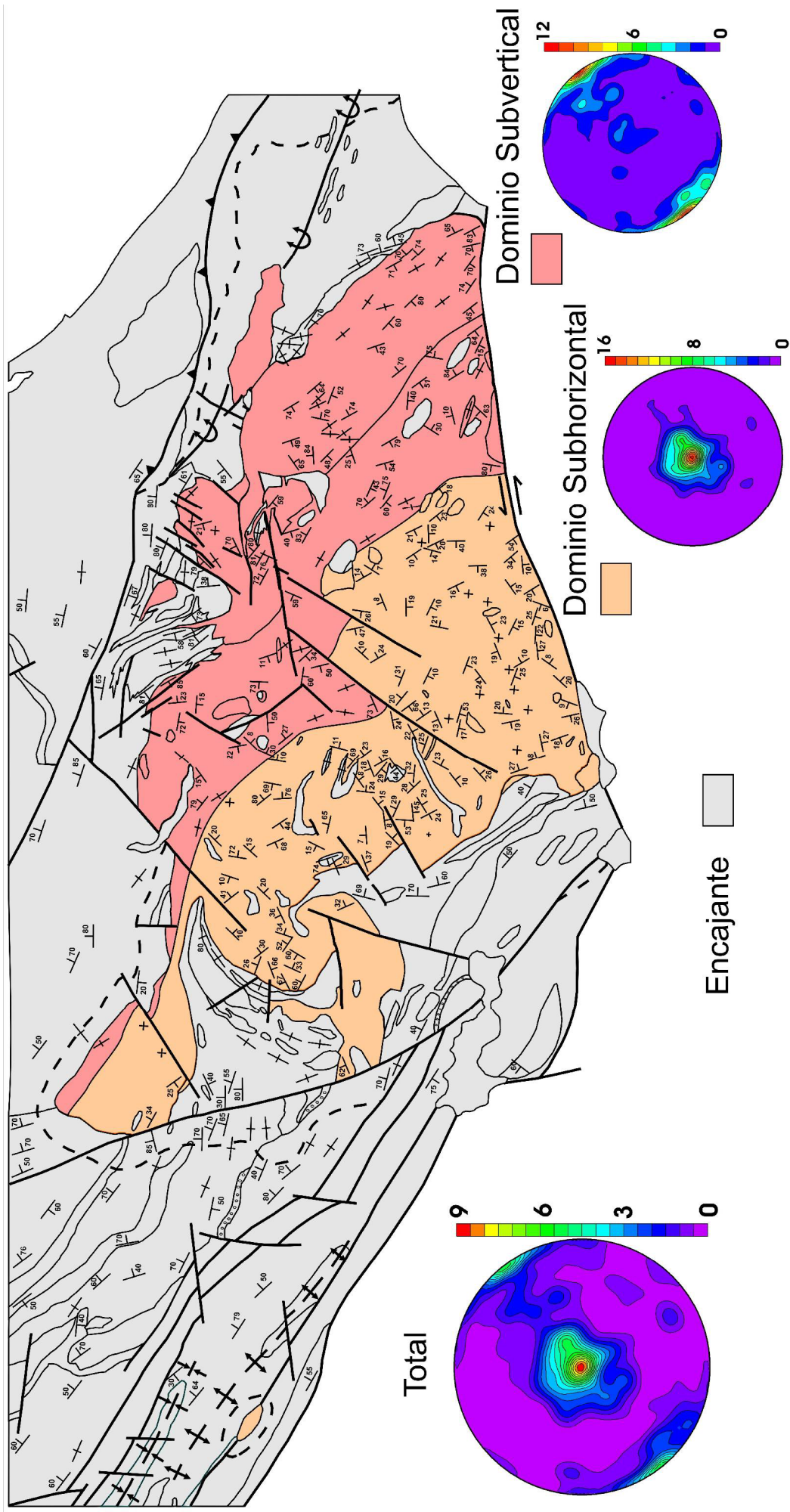
1) Las foliaciones magmáticas son predominantemente discordantes con el contacto intrusivo del SO del complejo (contacto aproximadamente vertical, foliaciones magmáticas subhorizontales), pero la estructura del encajante es aproximadamente paralela al contacto intrusivo.

2) Se puede apreciar un punto triple formado por la estructura del encajante en las inmediaciones del extremo SO del complejo; la localización de este punto triple es asimétrica con respecto al eje largo del complejo (B en Fig.4.3.).

3) La transición entre el dominio subvertical y subhorizontal está dominada por foliaciones con buzamientos intermedios (60-30°) hacia el SO y direcciones N140 paralelas al dominio subvertical.

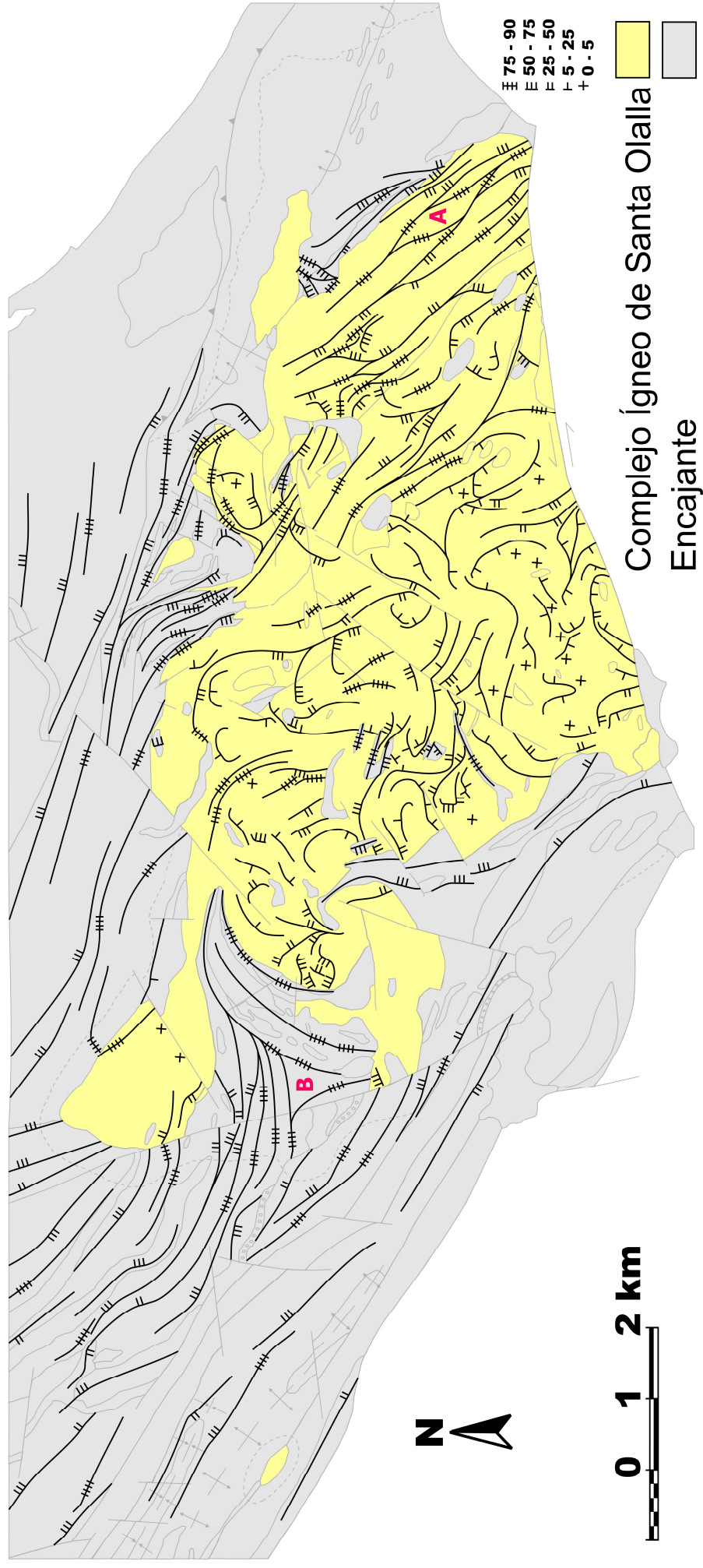
4) En esta zona de transición y también en el dominio subhorizontal aparecen bandas estrechas con foliaciones verticales de dirección N155 que parecen cortar las foliaciones de bajo buzamiento que las rodean.





**Figura 4.2.** Cartografía estructural del Complejo Ígneo de Santa Olalla. Mapa de foliaciones, en el que se han diferenciado dos dominios estructurales, uno subhorizontal y otro subvertical, se muestran las proyecciones estereográficas de las foliaciones magnéticas de cada dominio y del total.





**Figura 4.3.** Cartografía estructural del Complejo Ígneo de Santa Olalla. Mapa interpretado de trayectorias de la foliación, en el que se aprecian (A) formas sigmoidales similares a patrones estructurales tipo S-C y (B) un punto triple en las trayectorias del encajante.



##### **4.2.2.3. Estructura del stock de Aguablanca**

El stock de Aguablanca muestra una estructura compleja dominada por foliaciones verticales paralelas a los bordes y un pequeño dominio subhorizontal en el área central. En las zonas de foliación vertical, cerca del contacto norte, aparecen lineaciones verticales definidas por la orientación de piroxenos y plagioclasas; se trata de las zonas en torno a las pipas de brecha magmática mineralizadas. Esta zona ha sido considerada una zona de alimentación del magmatismo (Tornos et al., 2001). Mientras que los bordes NE, N y NO de Aguablanca dominan las foliaciones verticales con direcciones paralelas al borde, en el borde SO (con composiciones dioríticas) dominan foliaciones con direcciones N150 y buzamientos altos hacia el NE, una estructura que es paralela a la que presentan las tonalitas de Santa Olalla que rodean a estas dioritas por el SO.

##### **4.2.2.4. Relación de la estructura magmática con la fallas principales de la zona**

Las relaciones de las fallas principales, falla de Zufre y falla de Cherneca, con el patrón estructural ígneo son muy diferentes. Por un lado, la falla de Zufre tiene un claro carácter post-intrusivo dado que corta las trayectorias de las foliaciones magmáticas, y no se ha encontrado ningún indicio que permita establecer que existiera un precursor de esta estructura cuando el magma se emplazó. Mientras que por otro lado, la falla de Cherneca presenta un significativo paralelismo con el dominio de foliaciones subverticales del stock de Santa Olalla y, a su vez, es subparalela al borde norte con foliaciones verticales del stock de Aguablanca.

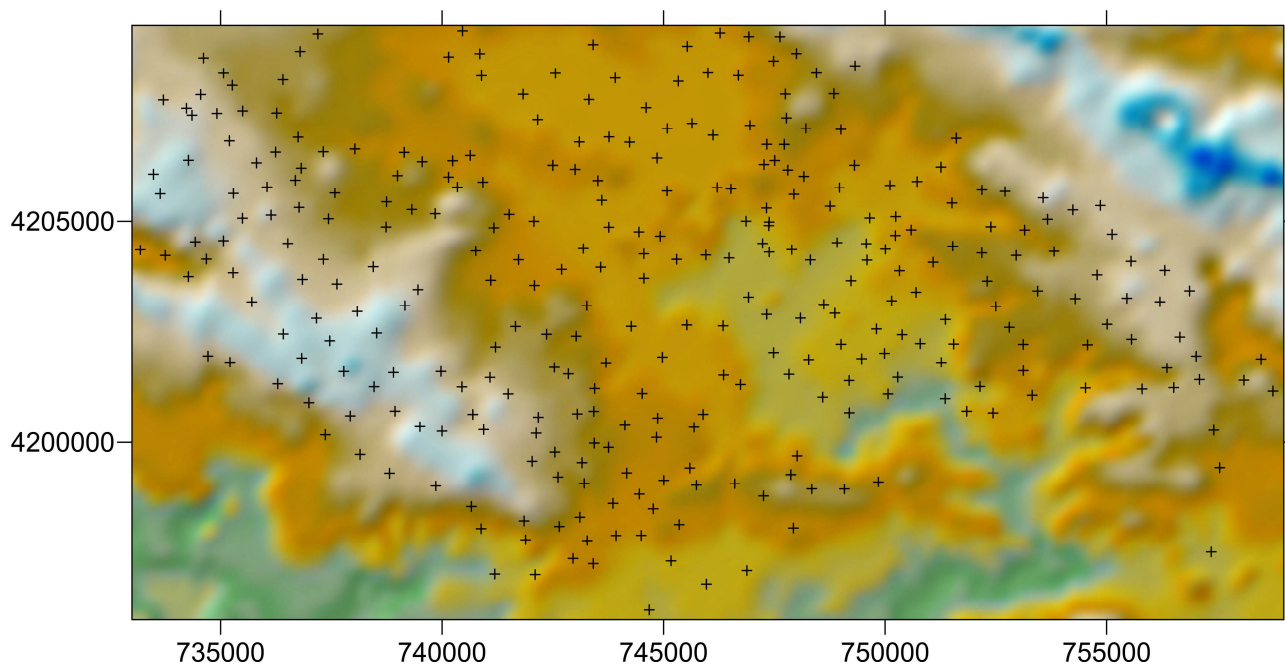
#### **4.3. ESTUDIO GRAVIMÉTRICO**

##### **4.3.1. Levantamiento gravimétrico**

El estudio gravimétrico se realizó en un área de aproximadamente 230 km<sup>2</sup>, cubriendo el Complejo Ígneo de Santa Olalla y el granito de Cala situado a 5 km hacia el oeste. Se han medido 315 estaciones gravimétricas, distribuidas por el área de estudio con una densidad de 1.37 estaciones por km<sup>2</sup>. El mapa de localización de las estaciones aparece en la Fig.4.4..

Las medidas fueron realizadas utilizando un gravímetro LaCoste&Romberg 953, perteneciente al Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, con una precisión de  $\pm 0.01$  mGal y una deriva inferior a 1mGal al mes. La posición de cada estación fue determinada mediante GPS (SILVA) y localizada sobre los mapas 1:25000 del IGN, eligiendo puntos fácilmente reconocibles en el mapa, todo lo cual permitió estimar las coordenadas X e Y con una precisión de  $\pm 20$ m. En los recorridos diarios se ha tomado como base la iglesia del pueblo de Monesterio (gravedad observada: 979862.77 mGal). Esta base ha sido enlazada con la base de la red fundamental del I.G.N. Fuente de Cantos, con un valor de gravedad observada de 979912.99 mGal.

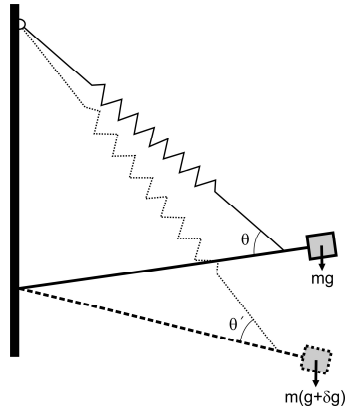
Las cotas de las estaciones fueron medidas mediante un altímetro barométrico digital con una precisión de  $\pm 0.2$  m (SILVA). Con objeto de minimizar los errores de cota en cada itinerario se tomaron medidas en vértices geodésicos en intervalos de tiempo menores de 2 horas. Este procedimiento proporciona un error medio para todo el levantamiento en la estimación de la cota de  $\pm 2$  m.



**Figura 4.4.** Mapa de localización de estaciones gravimétricas. Coordenadas UTM Huso 29, metros. Las estaciones aparecen situadas sobre una imagen que corresponde al sector central del modelo digital del terreno utilizado para la corrección topográfica lejana.

#### *4.3.1.1. Cálculo de la gravedad observada*

El gravímetro utilizado, como se ha indicado, es un LaCoste&Romberg, modelo G nº 953. Este gravímetro mide la gravedad de forma relativa respecto a un punto de gravedad absoluta conocida o base gravimétrica. La gravedad se mide a través de la elongación de un muelle unido a un peso (Fig.4.5.). Midiendo la elongación del muelle y con las transformaciones oportunas se obtiene la diferencia de la gravedad respecto de la estación anterior. El gravímetro proporciona unidades de aparato que son transformadas mediante los parámetros proporcionados por el fabricante en valores de aceleración de la gravedad.



**Figura 4.5.** Principio de funcionamiento del gravímetro LaCoste & Romberg.

Los valores de gravedad se toman en recorridos que comienzan y terminan en una base de valor de gravedad conocido. Los valores tomados durante cada recorrido son corregidos para la deriva instrumental del aparato y el efecto lunisolar o de marea. Este efecto se ha corregido mediante la fórmula establecida por Longman (1959):

$$g_p = g_B + (l_p k + CLS_p) - (l_B k + CLS_B) + CD_p$$

$g_p$  y  $g_B$  = gravedad observada en el punto p y en la Base respectivamente

$l_p$  y  $l_B$  = lectura del gravímetro en el punto p y en la Base respectivamente

$CLS_p$  y  $CLS_B$  = corrección lunisolar en el punto p y en la Base

$CD_p$  = corrección de deriva instrumental en el punto p

$k$  = constante de calibración del gravímetro

La unidad gravimétrica en el Sistema C.G.S. es el Gal, es decir,  $1 \text{ cm/s}^2$ . Debido a que esta unidad es demasiado grande se utiliza el mGal, que es la milésima parte del Gal ( $10^{-3}$  Gales).

#### 4.3.1.2. Cálculo de la gravedad normal

La gravedad normal,  $g_n$  en un punto corresponde al valor teórico de  $g$  que tiene la gravedad a nivel de referencia del geoide es decir a nivel del mar en ese punto. La gravedad normal se ha calculado a partir del World Geodetic System de 1984 (WGS-84), en el que la Tierra es un elipsoide de coeficiente 1/298.25. Su fórmula es:

$$g_n = 978032,67714 \frac{(1 + 0,001931851385138639 \text{ sen}^2 \phi)}{\sqrt{(1 - 0,00669437999013 \text{ sen}^2 \phi)}}$$

expresado en mGal, siendo  $\phi$  la latitud geográfica del punto.



Debido a que en el modelo de Tierra correspondiente al WGS de 1984 se incluye la masa total de la atmósfera, es necesario introducir una corrección para eliminar la atracción gravitatoria de dicha masa de atmósfera situada sobre la estación de medida. Esta corrección viene expresada por:

$$0.87e^{-0.116 \cdot h^{1.047}}$$

siendo h la altura de la estación en kilómetros.

#### *4.3.1.3. Cálculo de la anomalía de Bouguer*

Una vez calculada  $g_n$  en un punto, para que ésta pueda ser comparada con la gravedad observada es necesario aplicarle diferentes correcciones: (1) la corrección de aire libre que corresponde a la variación de g debida a la cota de cada estación (dado que  $g_n$  corresponde a la g teórica sobre el geoide), (2) la corrección de lámina de Bouguer que considera la atracción de una lámina de roca de extensión infinita y potencia igual a la cota de la estación y (3) la corrección topográfica que considera las desviaciones de la superficie topográfica respecto de la lámina de Bouguer.

La anomalía de Bouguer  $A_B$  viene definida por la expresión:

$$A_B = g_{obs} - (g_n - C_{AL} + C_{AB} - C_T)$$

donde:

$g_{obs}$ : Gravedad observada en cada estación de medida.

$g_n$ : Gravedad normal calculada para cada estación.

$C_{AL}$ : Corrección de aire libre.  $C_{AL} = 0,3086 h$  mGal (h , altura de la estación, en metros)

$C_{AB}$ : Corrección de Bouguer.  $C_B = 2\pi G \rho h = 0,04191 \rho$  mGal/m. Donde  $\rho$  es la densidad de reducción, h la altura de la estación en metros y G la constante de la gravitación universal.

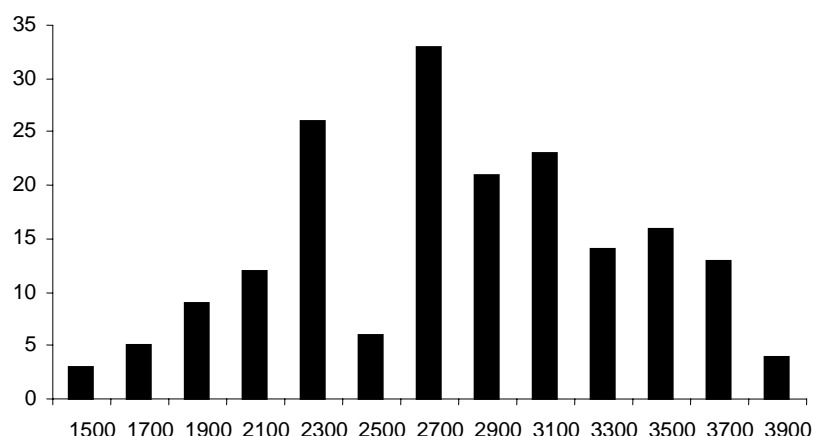
$C_T$ : Corrección topográfica

#### *4.3.1.4. Estimación de la densidad de reducción*

Para la determinación de la densidad de reducción que se ha empleado en el cálculo de la anomalía de Bouguer se ha utilizado el método desarrollado por Plata Torres (1983) que tiene en cuenta los valores de  $g_{obs}$  y  $g_{teórica}$  de las estaciones medidas. El método calcula qué densidad debería tener el prisma de roca bajo un punto para obtener el valor de  $g_{obs}$ , es decir, el valor de densidad para el que no existe anomalía en ese punto. Consiste básicamente en minimizar las desviaciones o anomalías residuales de Bouguer, con respecto a una superficie regional plana para un pequeño conjunto de estaciones de medición. El criterio de selección de la densidad de reducción es el de anular la anomalía



gravimétrica allí donde no exista razón de contraste de densidad, con independencia de los accidentes del terreno. De este modo se determinan valores de densidad para una serie de puntos localizados en una malla regular; en el cálculo de cada valor de densidad de reducción se utilizan los valores de  $g_{obs}$  y  $g_{teórica}$  de las estaciones dentro de un radio R de muestreo. La densidad se ha limitado al intervalo 1500 – 4000 kg/m<sup>3</sup> y la precisión de cálculo se ha fijado en 10 kg/m<sup>3</sup>. La Fig.4.6. muestra el histograma de los valores de densidad obtenidos para un radio de muestreo de 1200 m; la densidad de reducción ideal determinada mediante este método corresponde a los valores más frecuentes. Estos se encuentran entre 2700 kg/m<sup>3</sup> y 2800 kg/m<sup>3</sup>. La media de los valores obtenidos de densidad de reducción es 2750 kg/m<sup>3</sup>.



**Figura 4.6.** Histograma de densidades de reducción en Kg/m<sup>3</sup> obtenidas mediante el método de Plata Torres (1983), para un radio de muestreo de 1200 m, sobre datos gravimétricos correspondientes a una campaña regional con un paso de malla de 700 m.

#### 4.3.1.5. Corrección topográfica

Se realizó la corrección topográfica hasta una distancia de 22 km. La corrección topográfica cercana (hasta 175 m) fue estimada en el campo mediante el método de Hammer (1939), que consiste en dividir el área en torno a la estación en círculos concéntricos y estos a su vez en sectores; a continuación se estima la diferencia de cota de cada sector con respecto a la estación de medida, a partir de la cual se puede calcular la contribución de cada sector al efecto topográfico mediante la fórmula que define el efecto gravitacional de un sector de cilindro vertical:

$$CT = 0,04191 \frac{\rho}{n} \left( r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right)$$

donde:

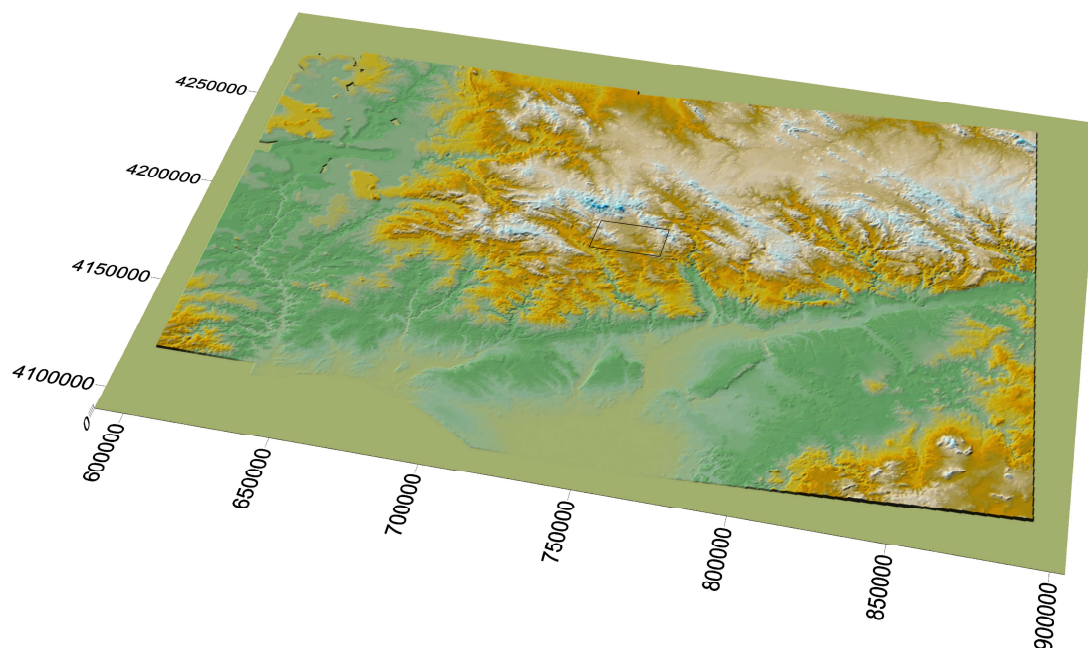
$\rho$  = densidad de reducción

$n$  = nº de sectores de la zona

$r_1$  y  $r_2$  = radios interno y externo de la zona

$z$  = diferencia de cota entre la estación y la elevación media del sector

Para el cálculo de la corrección topográfica lejana (175m a 22 km) se utilizó el modelo digital del terreno que se muestra en la Fig.4.7. El modelo presenta una malla cuadrada de 250 m de espaciado; a partir de los datos de cota de esta malla regular se utiliza el algoritmo de Kane (1962) para calcular el efecto que ejerce cada prisma de base cuadrada en la estación de medida.



**Figura 4.7.** Modelo digital del terreno utilizado para el cálculo de la corrección topográfica lejana. El recuadro indica la localización de la zona de estudio. Coordenadas UTM, Huso 29, metros.

Para cada estación de medida se suma la contribución de todos los prismas que se encuentran entre 175 m y 22 km de la estación de medida y de este modo se obtiene la corrección topográfica lejana. Dado que la atracción gravitatoria de un prisma consta de 24 términos, resulta muy útil aligerar el cálculo asimilando el prisma cuadrado a la atracción de un segmento de un anillo circular que viene dado por la expresión:

$$g = 2G\rho A^2 \frac{\left(R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2}\right)}{\left(R_2^2 - R_1^2\right)}$$

siendo:

G = la constante de la gravitación universal

$\rho$  = la densidad de reducción

$R_1$  = radio interno

$R_2$  = radio externo

$H$  = altura del prisma

$A$  = arista del prisma, es decir el espaciado del modelo digital del terreno

$R_1$  y  $R_2$  pueden ser reemplazados por  $(R-C \cdot A)$  y  $(R+C \cdot A)$  respectivamente, siendo  $R$  la distancia desde la estación gravimétrica hasta el centro del prisma, a el espaciado del modelo digital del terreno y  $C$  una constante que se obtiene comparando el resultado de la formula anterior para el segmento de anillo circular equivalente con la fórmula rigurosa para la atracción del prisma de base cuadrada y su valor es 0.63. De este modo la atracción gravimétrica queda establecida de la siguiente forma:

$$g = \frac{G\rho A \left( 1.26A + \sqrt{(R - 0.63A)^2 + H^2} - \sqrt{(R + 0.63A)^2 + H^2} \right)}{1.26R}$$

#### 4.3.1.6. Cálculo del error del levantamiento

Con objeto de estimar el error en la lectura del gravímetro se llevó a cabo la duplicación del 10 % de las medidas; mediante este procedimiento se ha obtenido un error cuadrático medio de  $\pm 0.22$  mGal en la estimación de la  $g$  observada.

Dado que la gravedad normal y, en consecuencia, la teórica, dependen en gran medida de la latitud de la estación, es muy importante un posicionamiento preciso del punto de medida. El gradiente gravimétrico en dirección N-S sobre la superficie de la tierra para una latitud  $\Phi$  es:

$$0.812 \sin 2\Phi \text{ mGal/km}$$

Por lo tanto, dado que la latitud media de la zona de estudio es  $37.96^\circ$  el gradiente gravimétrico N-S será de 0.7876 mGal/km. Que para una precisión en el posicionamiento de las estaciones de  $\pm 20$  m proporciona un error de  $\pm 0.0158$  mGal.

Utilizando la expresión de la corrección de aire libre ( $C_{AL}$ ) podemos estimar el error del levantamiento debido a la imprecisión en la determinación de la cota ( $h$ , en metros):

$$C_{AL} = 0.3086 h \text{ mGal}$$

Considerando  $\pm 2$  m la incertidumbre en la estimación de la cota obtenemos un error para el levantamiento gravimétrico de  $\pm 0.6172$  mGal.

En consecuencia sumando los errores debidos a la lectura del gravímetro, el posicionamiento de las estaciones y la estimación de la cota obtenemos un error total para el levantamiento gravimétrico de  $\pm 0.853$  mGal (Tabla 4.1.).

**Tabla 4.1.** Cálculo del error del levantamiento gravimétrico.

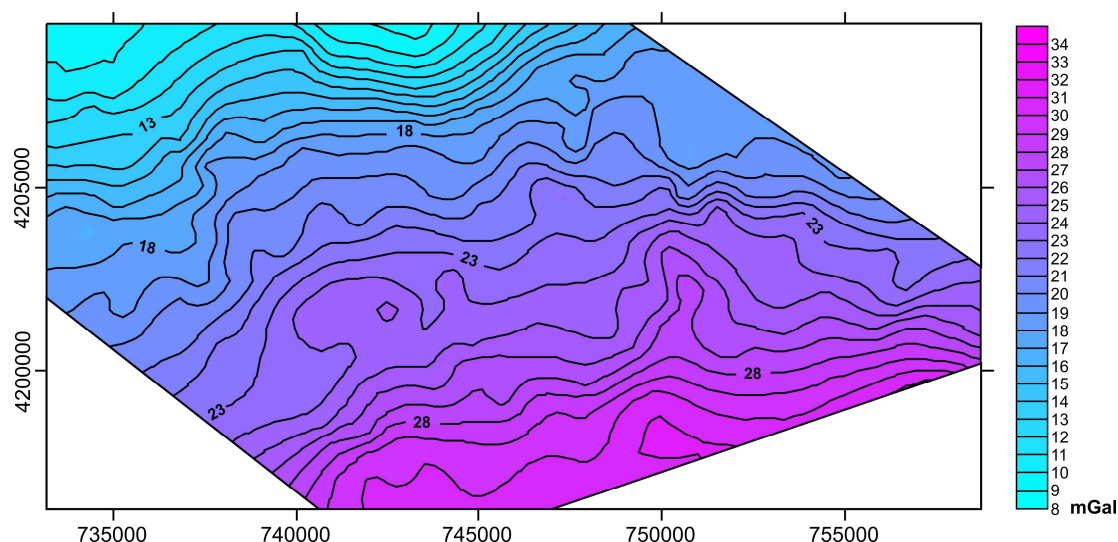
	Valor del error	Valor en mGal
Lectura del gravímetro	$\pm 0.22$ mGal	$\pm 0.22$
Posicionamiento	$\pm 20$ m	$\pm 0.0158$
Cota	$\pm 2$ m	$\pm 0.6172$
<b>Error total acumulado</b>		<b><math>\pm 0.853</math></b>

### 4.3.2. Mapa de anomalía de Bouguer

El Mapa de Anomalía de Bouguer se ha elaborado interpolando los valores de la anomalía según una malla cuadrada de 500 m de lado, duplicándola a continuación para obtener finalmente un paso de malla de 250m. El método de interpolación utilizado fue kriging.

La anomalía de Bouguer (Fig.4.8.) presenta un rango de valores entre 11 y 30 mGal. Las isoanómalas se orientan con una dirección ENE-OSO, describiendo un gradiente con un valor medio de  $1.4 \text{ mGal km}^{-1}$ . Las líneas de isoanomalía tienen una dirección paralela a la falla de Zufre. Los mayores valores de anomalía de Bouguer están asociados al bloque situado al SE de la falla de Zufre, donde la zona Surportuguesa fue aproximada mediante el movimiento sinistral de dicha falla. La falla de Zufre es una estructura varisca tardía que modifica sustancialmente el contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa, que presentan dos estructuras gravimétricas muy diferentes. Los modelos de densidades realizados por Sánchez-Jiménez (2003) muestran que la corteza de la Zona Surportuguesa es más densa que la de la Zona de Ossa-Morena justificando el gradiente ligado a la Falla de Zufre.

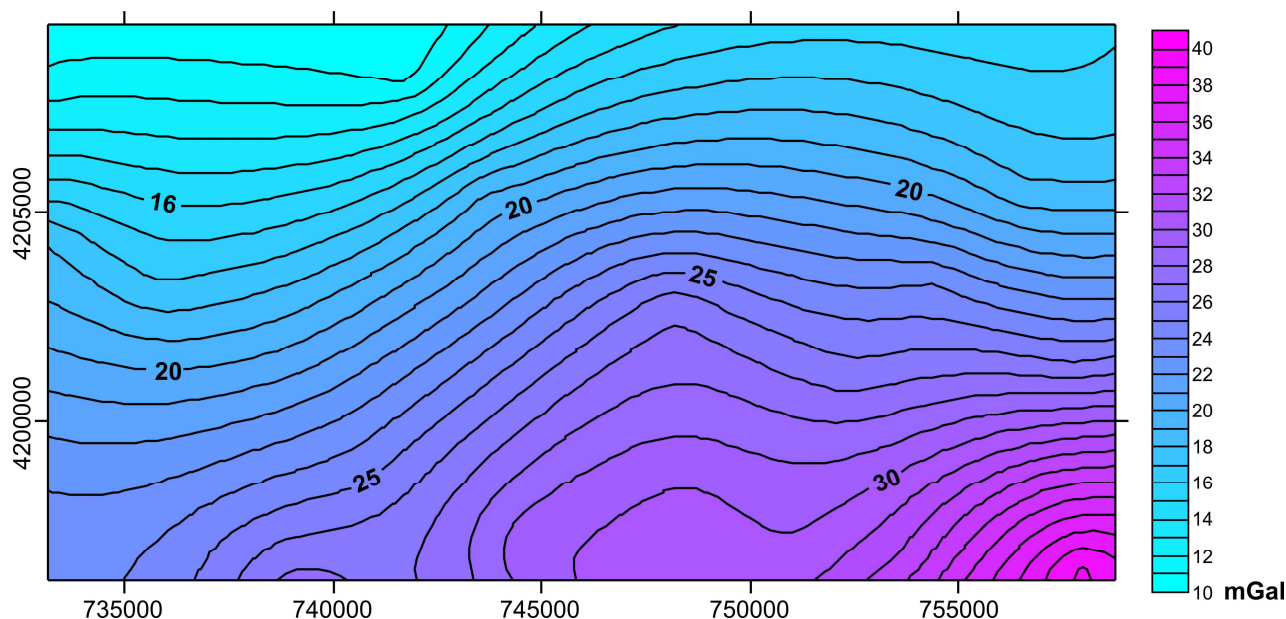
Exceptuando la expresión gravimétrica de la falla de Zufre que da lugar al gradiente que domina el mapa, podemos decir que el mapa de anomalías de Bouguer (Fig.4.8.) no se correlaciona con la geología de detalle de la zona, en especial con las intrusiones del Complejo Ígneo de Santa Olalla.



**Figura 4.8.** Mapa de anomalía de Bouguer calculado para una densidad de reducción de 2750

### 4.3.3. Separación regional-residual

Con objeto de filtrar la expresión de la estructura cortical profunda en el mapa de anomalías y poder comparar los resultados con la geología de superficie se realizó una separación regional-residual. El mapa de anomalía de Bouguer realizado por Sánchez-Jiménez (2003) que presenta un espaciado entre estaciones de 5000m fue utilizado como mapa de anomalía regional.



**Figura 4.9.** Mapa de anomalía de regional. Ha sido calculado a partir de los datos de anomalía de Bouguer de Sánchez-Jiménez (2003) recalculados con una densidad de reducción de  $2750 \text{ kg/m}^3$ .

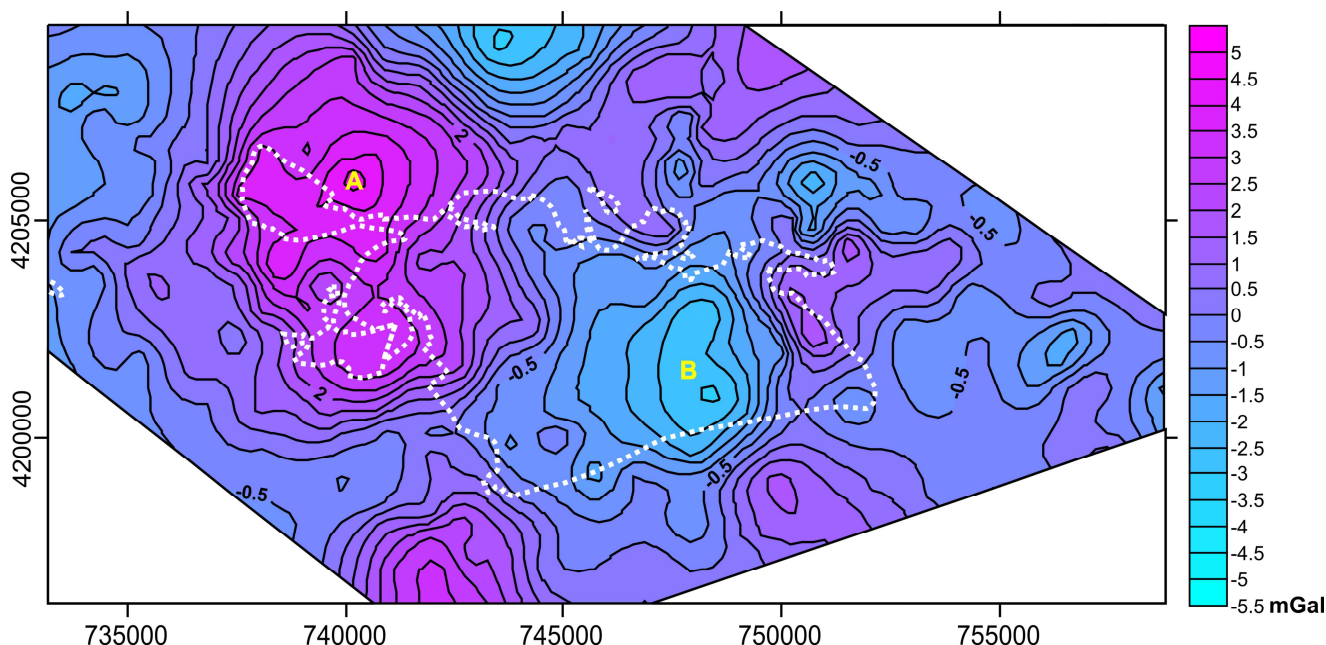
Este mapa cubre toda la Zona de Ossa-Morena y gran parte de la Zona Surportuguesa con una densidad de 0.07 estaciones por  $\text{km}^2$ . Esta baja densidad de estaciones proporciona un mapa con grandes longitudes de onda que presumiblemente están originadas por fuentes corticales profundas. Los datos originales de Sánchez-Jiménez (2003) fueron recalculados para una densidad de reducción de  $2750 \text{ kg/m}^3$  con objeto de homogeneizarlos con los datos del Complejo Ígneo de Santa Olalla.

El mapa de anomalía regional (Fig.4.9.) calculado se caracteriza por el mismo gradiente paralelo a la falla de Zufre que se había obtenido en el mapa de anomalías de Bouguer, sólo que más suavizado. A continuación se sustrajeron los valores de anomalía regional a la anomalía de Bouguer para obtener un mapa de anomalía residual (Fig.4.10.).

### 4.3.4. Mapa de anomalía residual

El mapa gravimétrico residual muestra un máximo y un mínimo en la zona central. El máximo (Fig.4.10.A) tiene una amplitud de 5 mGal y una orientación media N-S. Otros máximos de menor longitud de onda se encuentran en la zona oriental y meridional del área. El mínimo central también está orientado según el N-S y tiene una amplitud de -4 mGals (Fig.4.10.B). En el norte, aunque no incluido

en su totalidad en la zona estudiada, se encuentra otro mínimo de -6 mGal de amplitud. La disposición de las anomalías principales está controlada por gradientes de dirección NO-SE paralelos a las estructuras variscas en la zona y gradientes transversales de dirección NE-SO, paralelos al sistema de fracturación principal que se observa en el Complejo Ígneo de Santa Olalla (Fig.2.11.).



**Figura 4.10.** Mapa de anomalía residual. Aparece representado el contorno del Complejo Ígneo de Santa Olalla, con objeto de comparar la geología de superficie y la gravedad residual. El máximo (A) y el mínimo (B) principales están indicados.

La distribución de máximos y mínimos parece estar relacionada con los afloramientos de cuerpos ígneos y rocas encajantes, reflejando los contrastes de densidad entre ellos. El máximo gravimétrico principal (Fig.4.10.A) está relacionado con los afloramientos de las tonalitas hornbléndico-biotíticas de la Sultana y de las rocas del encajante pertenecientes al complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala, ambos materiales con densidades muy similares. El mínimo gravimétrico principal (Fig.4.10.B) está localizado en el sector SE del stock de Santa Olalla y alcanza su valor mínimo en el punto en el que el stock es cortado por la falla de Zufre. Este mínimo está originado por la zona de máxima potencia de las tonalitas del stock de Santa Olalla. Otros máximos de menor entidad aparecen sobre las gabronoritas de Aguablanca y las rocas de skarn situadas en su borde norte, y sobre el margen NE del stock de Santa Olalla, donde la litología dominante son dioritas y cuarzodioritas en contacto con una banda de 200m de mármoles. En cambio, el afloramiento de rocas de baja densidad como el Granito del Castillo, en el borde norte del mapa, está asociado a un mínimo gravimétrico. También destaca el mínimo producido por el granito situado al norte el pueblo del Real de la Jara en el bloque septentrional de la Falla de Cherneca. Como está evidenciado por el mapa de anomalías residuales (Fig.4.10.), los

contrastes de densidades están principalmente controlados por las intrusiones plutónicas antes que por la estructura de las rocas de caja. Por lo tanto, los máximos y mínimos de la anomalía residual pueden ser asociados a la presencia de intrusiones con distintas composiciones: mientras las composiciones básicas de la Sultana, Aguablanca y las dioritas y cuarzodioritas del sector SE de Santa Olalla producen máximos, el cuerpo principal de tonalitas de Santa Olalla, el granito del Castillo y el granito del Real de la Jara dan lugar a mínimos.

Con respecto a la facies granítica del Complejo Ígneo de Santa Olalla, se puede apreciar que presenta una escasa expresión en el mapa de anomalías residuales. Los granitos del Garrote y Cala no presentan mínimos asociados en un estudio de esta escala probablemente debido a sus pequeños tamaños. Por otro lado el granito del Teuler aflora en una región dominada por valores altos de anomalía residual, lo que contrasta con la baja densidad de este cuerpo; la explicación de esta paradoja está en que probablemente se trata de un cuerpo planar de muy escasa potencia que debajo tiene los materiales más densos del encajante (Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala).

Con el nivel actual de erosión los cuerpos plutónicos aflorantes sirven para dar una explicación a la mayoría de las anomalías residuales observadas, si bien en algunos casos durante la modelización ha sido necesario considerar la presencia de otros cuerpos ígneos cercanos a la superficie pero no aflorantes.

##### **4.3.5. Estudio de densidades**

En la zona de estudio se han realizado 240 medidas de densidad de las rocas tanto del Complejo Ígneo de Santa Olalla como del encajante. Los histogramas con los resultados de 6 litologías y los datos totales se muestran en la Fig.4.11. Aunque se tomaron numerosas muestras no ha sido posible obtener resultados fiables para las pizarras y tobas cineríticas de Bodonal-Cala y para las pizarras de la Serie Negra, dado el alto grado de alteración de las muestras; por este motivo las densidades de ambos cuerpos han sido estimadas durante el proceso de modelización.

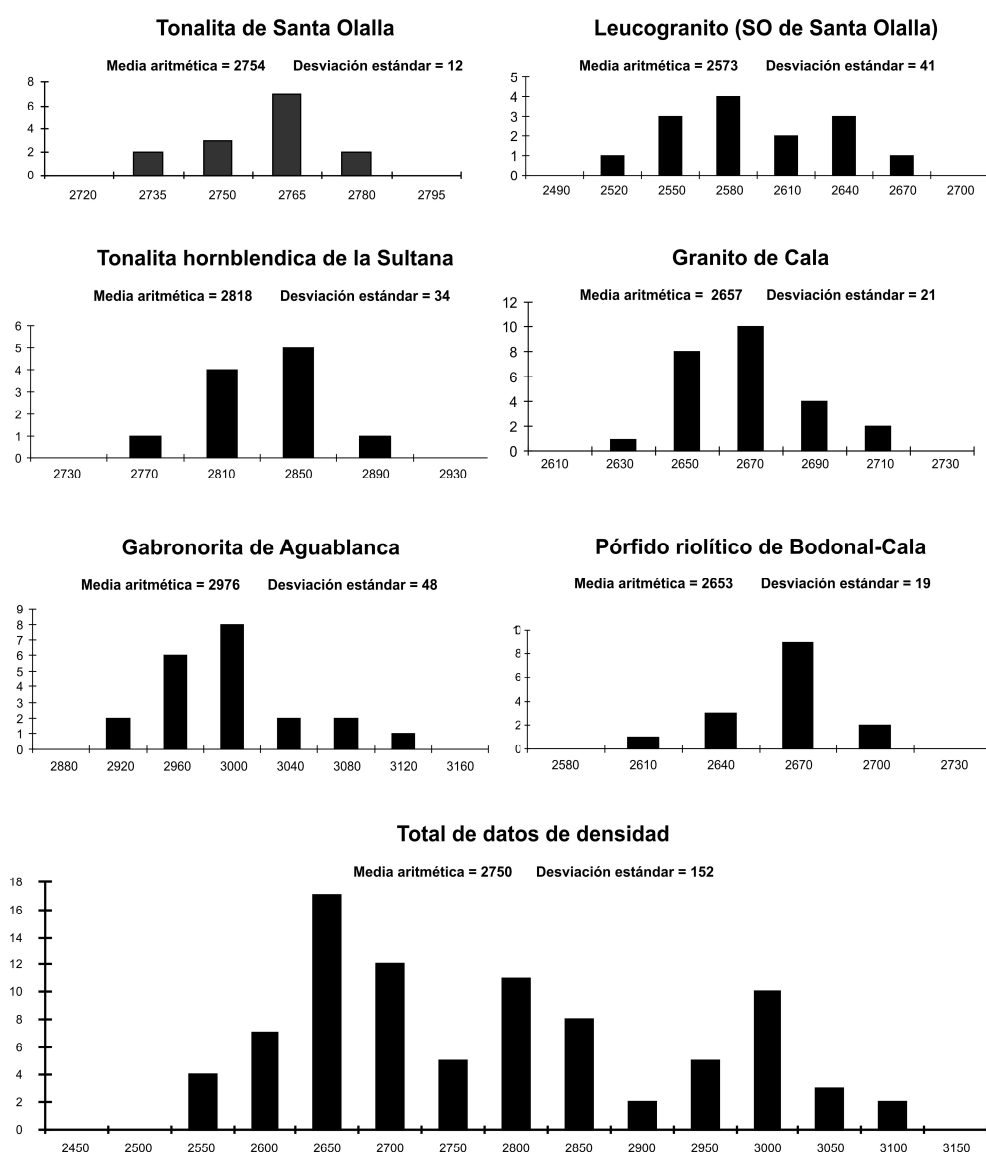
##### **4.3.6. Modelización**

La modelización ha sido realizada utilizando el software GM-SYS 4.9.39b de la compañía Geosoft. Los métodos utilizados para el cálculo de la respuesta gravimétrica del modelo están basados en las formulas de Talwani et al. (1959) y Talwani y Heirtzler (1964) y también se han hecho uso de los algoritmos descritos por Won y Bevis (1987). El programa GM-SYS utiliza una aproximación  $2\frac{3}{4}D$ , donde cada polígono de roca del modelo corresponde a un prisma con una longitud diferente por delante y por detrás del plano de modelización. Además el programa permite establecer los contrastes de densidad entre el prisma y el cuerpo adyacente, pudiendo ser diferentes también por delante y por detrás del plano de modelización. Los datos estructurales descritos anteriormente, junto a la realización de cortes geológicos y los datos de densidades han sido los elementos de partida para limitar la geometría



de los modelos. En las zonas donde la anomalía no concordaba con las densidades de los cuerpos en superficie ha sido necesario introducir nuevos cuerpos no aflorantes, considerando la hipótesis más plausible con los datos de que se dispone actualmente.

Se han construido cinco modelos 2<sup>3</sup>/4D con objeto de acotar la geometría en profundidad del complejo plutónico. La localización de los modelos se muestra en la Fig.4.12. El perfil gravimétrico I-I' es paralelo a la falla de Zufre y corta a la tonalita de Santa Olalla en su sección más ancha, los perfiles II-II', III-III' y IV-IV' tienen una orientación perpendicular a las estructuras variscas y por último el perfil gravimétrico V-V' está dispuesto paralelamente a las estructuras variscas y sirve para ensamblar el resto de los modelos.



**Figura 4.11.** Histogramas de valores de densidad de algunas litologías expresados en kg/m<sup>3</sup>. La media aritmética y la desviación estándar de cada distribución están indicadas. Los valores medios obtenidos de densidad fueron utilizados durante la modelización.



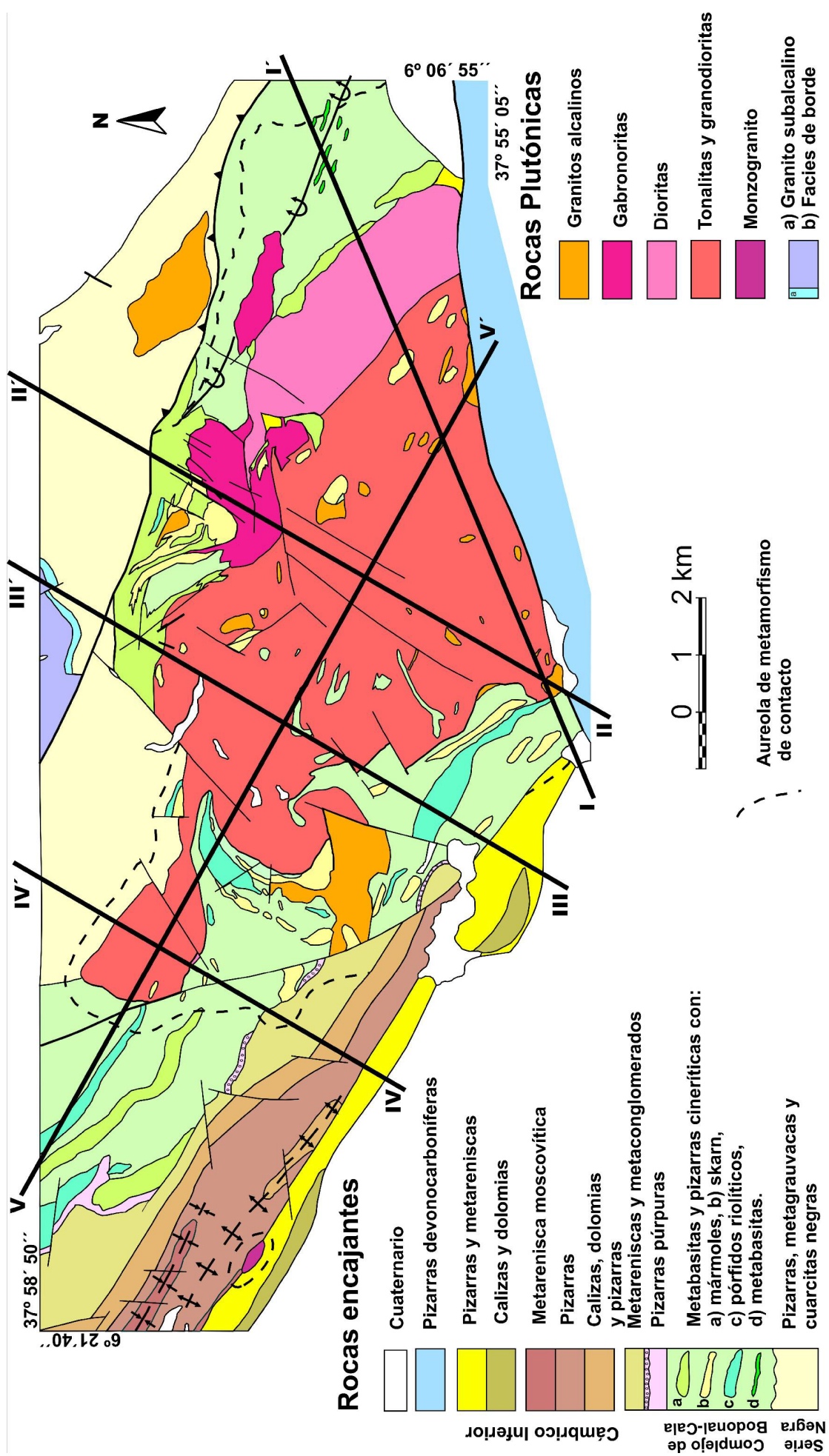
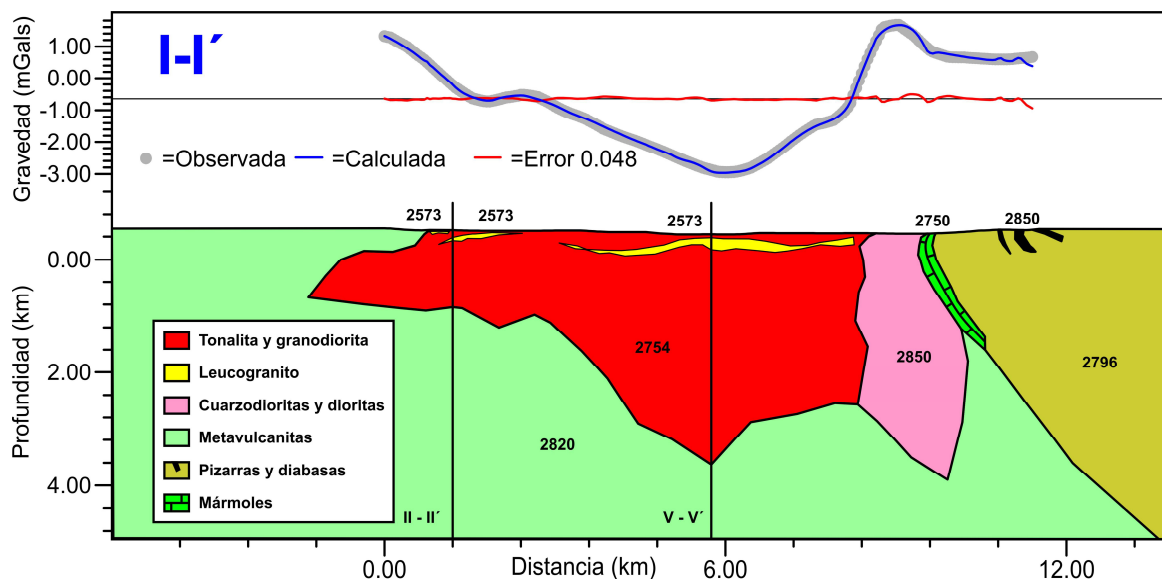


Figura 4.12. Mapa geológico de Complejo Ígneo de Santa Olalla en el que se muestra la localización de los 5 modelos gravimétricos 2<sup>d</sup>/3<sup>d</sup> realizados.

#### 4.3.6.1. Modelo I-I'

El perfil gravimétrico está caracterizado por un mínimo de 4 mGal de amplitud, limitado en el extremo ENE por un máximo de pequeña longitud de onda. El mínimo está relacionado con las tonalitas, rocas menos densas que el encajante, y para su justificación se ha precisado un espesor importante de este cuerpo en el modelo, alcanzando los 3630 m bajo el nivel del mar. El perfil gravimétrico presenta además anomalías de pequeña longitud de onda sobre la tonalita que son atribuibles a heterogeneidades composicionales en la misma. Como muestra el mapa geológico (Fig.2.11.), la tonalita de Santa Olalla tiene en su interior numerosos afloramientos de granitos de carácter aplítico que son especialmente abundantes en la mitad sur del stock. Estos granitos han sido introducidos en la modelización con objeto de reproducir las anomalías de pequeña longitud de onda. La solución más sencilla ha sido introducir en el modelo un cuerpo de granito cercano a la superficie con una densidad igual a la del granito que aflora en el pueblo de Santa Olalla. Hacia el ENE, la anomalía residual muestra un máximo local sobre la banda de cuarzodioritas y dioritas del NE del stock de Santa Olalla. Mediante la modelización de este máximo se ha obtenido un cuerpo de densidad 2850 kg/m<sup>3</sup> (acorde con su composición diorítica) que alcanza una profundidad máxima de 3900 m bajo el nivel del mar (Fig.4.13.).



**Figura 4.13.** Modelo gravimétrico I-I'. Los valores densidad de cada cuerpo están indicados en Kg/m<sup>3</sup>.

#### 4.3.6.2. Modelo II-II'

El perfil gravimétrico II-II' está caracterizado por un mínimo de base plana de 10 km de semilongitud de onda, limitado por un gradiente de alta pendiente en ambos extremos (Fig.4.14.). Sobre este mínimo se superpone un máximo de menor longitud de onda en la zona NNE.

#### 4. Estructura del Complejo Ígneo de Santa Olalla

El mínimo está asociado a la tonalita de Santa Olalla. En el modelo ajustado presenta una geometría tabular con una potencia de 1.5 km que se enraiza en el sector NNE coincidiendo con la traza de la falla de Cherneca, donde las tonalitas alcanzan una profundidad de 3450 m bajo el nivel del mar.

El stock de Santa Olalla contiene la continuación del cuerpo granítico de baja densidad modelizado en el perfil I-I'. El máximo NNE está producido por las gabronoritas de Aguablanca y las rocas de skarn ricas en granate que afloran en el contacto norte de dicha intrusión. El stock de Aguablanca ha sido modelizado con dos cuerpos diferentes correspondientes a las dos facies principales que presenta el plutón: un cuerpo norte dominado por gabronoritas con una densidad media de 2967 kg/m<sup>3</sup>, y un cuerpo sur dominado por dioritas y cuarzodioritas con una densidad media de 2850 kg/m<sup>3</sup>. El skarn rico en granate ha sido modelizado con una densidad de 3200 kg/m<sup>3</sup>. Otros cuerpos correspondientes a los mármoles y metavulcanitas del complejo de Bodonal-Cala han sido modelizados con densidades de 2700 kg/m<sup>3</sup> y 2820 kg/m<sup>3</sup> respectivamente. Los valores negativos de anomalía residual que aparecen al norte de la falla de Cherneca, en donde aflora la Serie Negra (formada por pizarras presumiblemente con una densidad alta), deben ser provocados por algún cuerpo de baja densidad situado cerca de la superficie. Una posibilidad (se muestra en el modelo) es que la tonalita de Santa Olalla intruya en el área norte de Aguablanca (rodeando este plutón) y que se encuentre muy cerca de la superficie al norte de la falla de Cherneca. La presencia de rocas ígneas de baja densidad en esta zona está respaldada por el granito del Garrote.

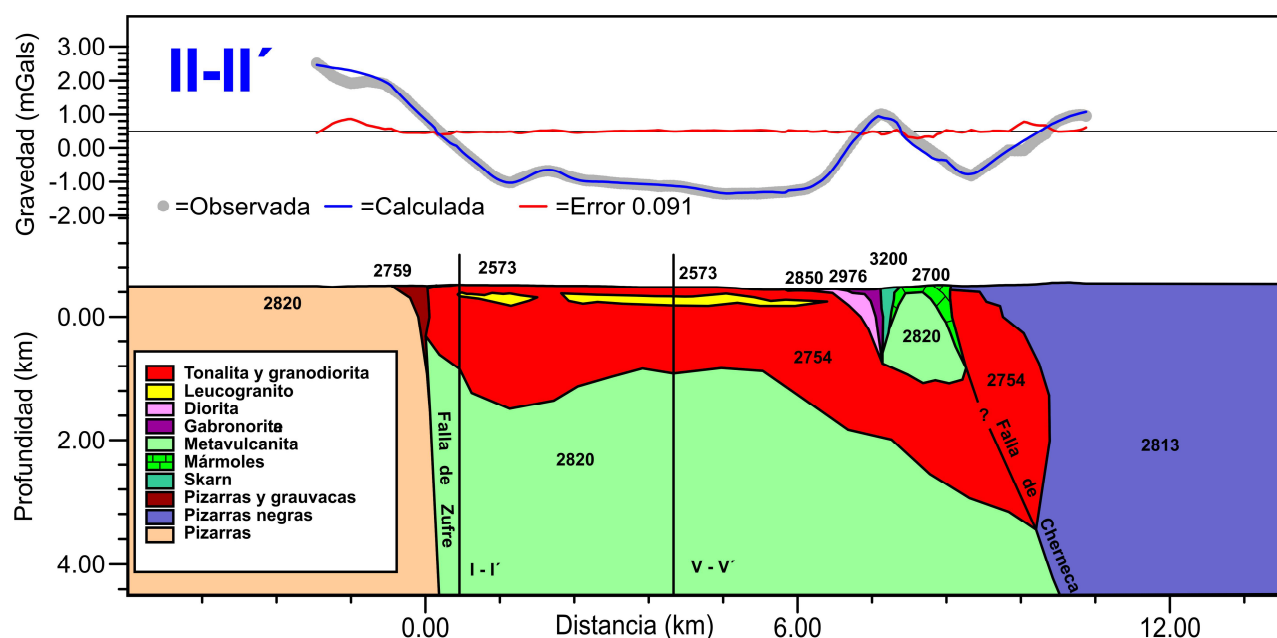
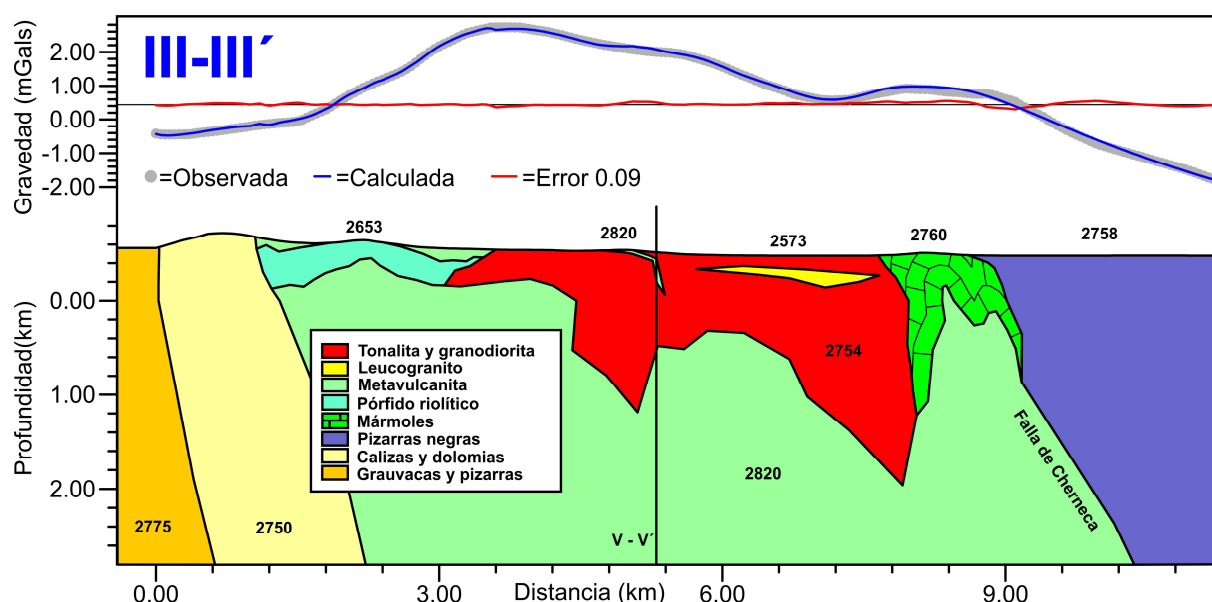


Figura 4.14. Modelo gravimétrico II-II'. Los valores densidad de cada cuerpo están indicados en Kg/m<sup>3</sup>.

#### 4.3.6.3. Modelo III-III'

El perfil presenta un máximo de unos 12 km de semilongitud de onda. Para el ajuste del modelo, las rocas encajantes de la tonalita de Santa Olalla en su extremo suroccidental deben tener una densidad menor que el cuerpo ígneo y, además, su espesor ha tenido que ser considerablemente menor (Fig.4.15.). Se ha considerado que las rocas encajantes tiene densidades de 2775 kg/m<sup>3</sup> y 2750 kg/m<sup>3</sup>, representando unidades litoestratigráficas de calizas y dolomías y de grauvacas y pizarras. Para la terminación sur del stock de Santa Olalla se ha modelizado un espesor medio de 320 m, mientras que en el resto del modelo la potencia media de las tonalitas es de 1100 m. Un mínimo gravimétrico localizado en el sector nororiental del perfil ha sido interpretado como causado por el máximo engrosamiento de la tonalita de Santa Olalla, donde alcanza una profundidad máxima de 1950 m bajo el nivel del mar.



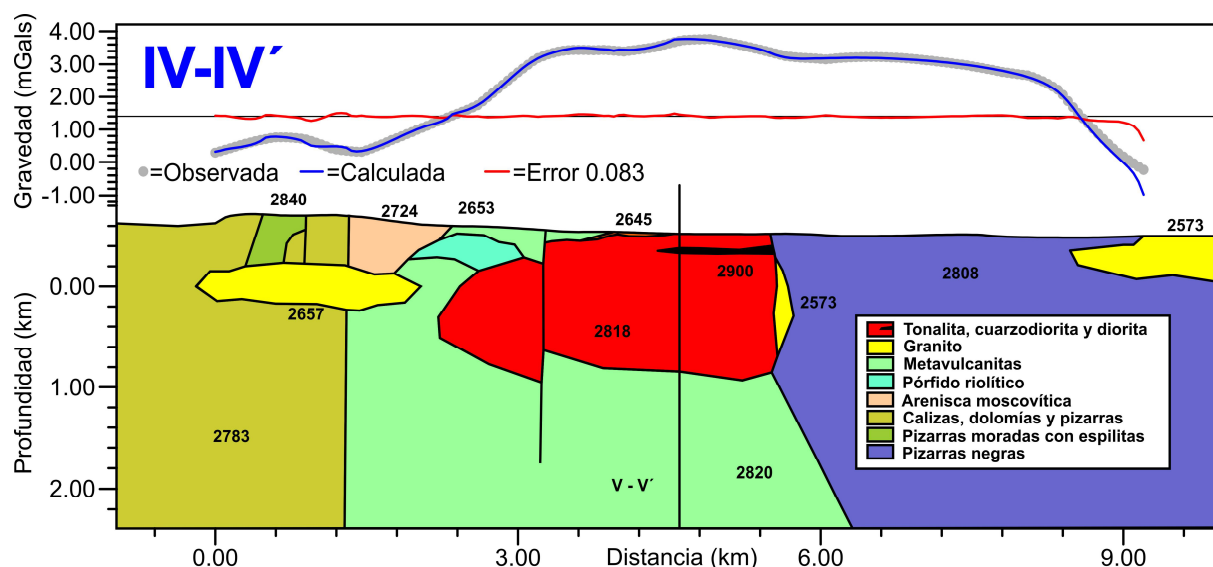
**Figura 4.15.** Modelo gravimétrico III-III'. Los valores densidad de cada cuerpo están indicados en Kg/m<sup>3</sup>.

#### 4.3.6.4. Modelos IV-IV'

Al igual que en el modelo anterior la anomalía está caracterizada por un máximo cuya semilongitud de onda es de unos 7 km. Su traza atraviesa las tonalitas hornbléndicas de la Sultana (densidad media medida 2818 kg/m<sup>3</sup>) y el afloramiento de la Serie Negra situado al norte. La geometría de la intrusión de la Sultana obtenida mediante la modelización, indica que se trata de un cuerpo de sección elíptica sólo incipientemente erosionado, que alcanza una potencia de 1360 m (Fig.4.16.). Las anomalías de pequeña longitud de onda y pequeña amplitud que muestra el perfil gravimétrico implican la existencia de algunas heterogeneidades composicionales dentro de la intrusión máfica de la Sultana; por este motivo han sido introducidos pequeños cuerpos superficiales dentro de la Sultana para la modelización. Este perfil gravimétrico está dominado por un importante máximo en la anomalía

#### 4. Estructura del Complejo Ígneo de Santa Olalla

residual. El máximo está desarrollado sobre las rocas de la Sultana y de la Serie Negra, y está flanqueado por los dos extremos del modelo donde la anomalía desciende significativamente. Hacia el extremo norte del perfil la anomalía desciende bruscamente debido a la presencia del granito del Castillo de muy baja densidad. Hacia el extremo sur, el descenso de los valores de anomalía residual puede estar controlado por la presencia de otra intrusión granítica de baja densidad que estaría relacionada con el afloramiento del cercano granito de Cala (cuya densidad es  $2657 \text{ kg/m}^3$ ).

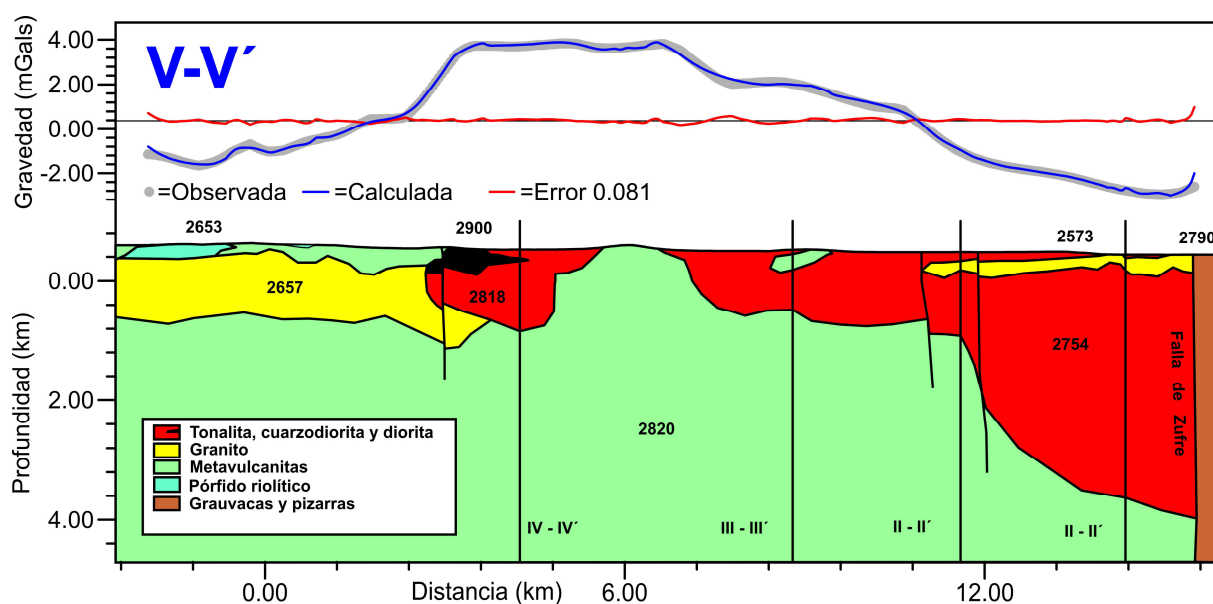


**Figura 4.16.** Modelo gravimétrico IV-IV'. Los valores densidad de cada cuerpo están indicados en  $\text{Kg/m}^3$ .

##### 4.3.6.5. Modelo V-V'

Finalmente, el perfil gravimétrico V-V', con una dirección paralela a las estructuras variscas en la zona (N120), fue modelizado con el objeto de ensamblar los modelos descritos previamente y de este modo obtener una visión tridimensional de todo el Complejo Ígneo de Santa Olalla. Este perfil gravimétrico está caracterizado por un máximo en forma de meseta situado sobre la intrusión de la Sultana y las rocas del encajante (Fig.4.17.). Hacia la terminación ESE la anomalía residual desciende significativamente, lo que se justifica mediante el engrosamiento del stock de Santa Olalla hacia la falla de Zufre. Este engrosamiento está fuertemente controlado por la familia de fallas N40 (Fig.2.11.). Por otro lado, hacia la terminación ONO del perfil, la anomalía desciende controlada por la misma intrusión de baja densidad ( $2657 \text{ kg/m}^3$ ) relacionada con el granito de Cala cuya presencia se postuló en el modelo IV-IV'.





**Figura 4.17.** Modelo gravimétrico V-V'. Los valores densidad de cada cuerpo están indicados en Kg/m<sup>3</sup>.

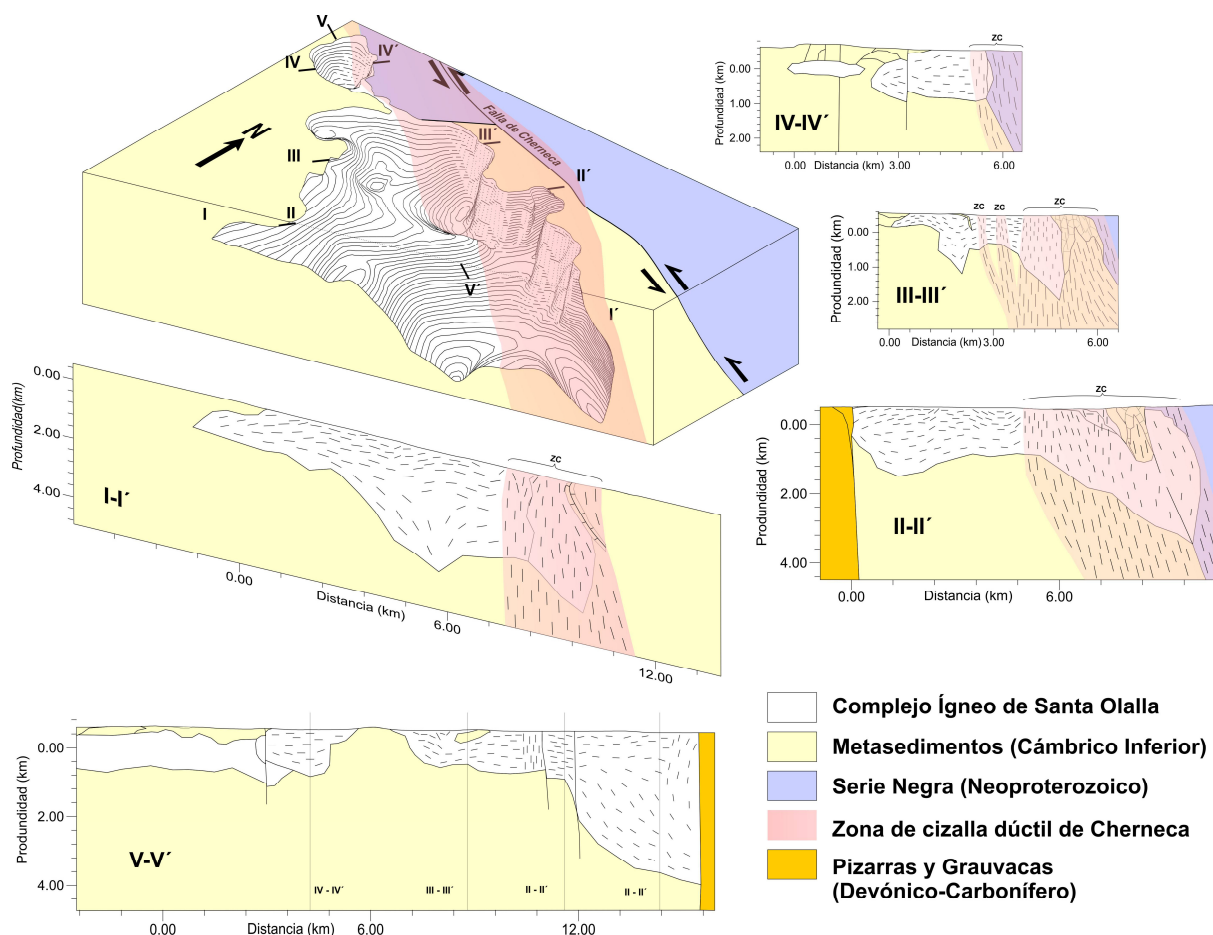
#### 4.4. DISCUSIÓN

Los modelos gravimétricos muestran que el stock de Santa Olalla se encuentra enraizado en su margen NE en una banda subparalela a la falla de Cherneca. Además este engrosamiento coincide con el sector dominado por foliaciones magmáticas subverticales desarrolladas paralelamente a la falla de Cherneca. Hacia el SO, donde las foliaciones subhorizontales caracterizan la fábrica del plutón, la tonalita es menos potente y presenta una morfología tabular subhorizontal. La geometría en 3 dimensiones del Complejo Ígneo de Santa Olalla se ha reconstruido a partir de los datos geológicos y de los modelos gravimétricos 2<sup>3</sup>/<sub>4</sub>D y aparece representada en la Fig.4.18. Los datos estructurales recogidos en la superficie han sido extrapolados en profundidad para cada modelo gravimétrico, obteniendo así una visión también tridimensional de la estructura que describen las foliaciones ígneas, expresada en cortes geológico-estructurales (Fig.4.18.).

El Complejo Ígneo de Santa Olalla se emplazó durante el régimen tectónico sinistral transpresivo ocurrido durante la Orogenia Varisca (ver capítulo 3, y Romeo et al., 2004, 2006a). El emplazamiento se produjo en un nivel estructural poco profundo, de 2 - 4 km (Casquet, 1980), donde las rocas del encajante presentaban un grado metamórfico bajo a muy bajo (de esquistos verdes a anquimetamorfismo). Este entorno frío y de escasa presión produjo el desacoplamiento estructural de los magmas respecto a la roca de caja, que se puede apreciar en el mapa de trayectorias de la foliación ígnea (Fig.4.3). Este desacoplamiento mecánico es especialmente evidente en el margen SO del dominio subhorizontal, donde la estructura planar del plutón contrasta con la estructura subvertical del encajante. En cambio el paralelismo entre el dominio subvertical y la estructura del encajante en el margen NE revela la existencia de un acoplamiento de la deformación dentro y fuera del complejo ígneo en este

#### 4. Estructura del Complejo Ígneo de Santa Olalla

área. Aunque las trayectorias de la estructura del encajante se disponen en términos generales paralelamente al contacto con las rocas intrusivas, lo que podría sugerir un emplazamiento confinado, la presencia de numerosos *roof pendants* del encajante implica que el stoping jugó un importante papel probablemente en los últimos estadios del emplazamiento (Eguíluz et al., 1989).



**Figura 4.18.** Reconstrucción en 3D del Complejo Ígneo de Santa Olalla a partir de los datos geológicos y de la modelización gravimétrica. El bloque diagrama muestra la geometría de la superficie basal del complejo ígneo definida por sus contornos estructurales. La geometría de la Zona de Cizalla sinistral de Cherneca está indicada, así como la falla frágil de Cherneca, cuya traza diverge de la Zona de cizalla hacia el SE. Se han representado los datos estructurales de superficie en cada modelo gravimétrico y su interpretación en profundidad. Todos los modelos están a la misma escala, que coincide con la del bloque diagrama. ZC: zona de cizalla.

Según Paterson et al. (1998), los sistemas magmáticos desacoplados mecánicamente de las rocas donde encajan, pueden presentar patrones estructurales debidos a:

- 1) Deformación causada por el movimiento interno del magma (por ejemplo flujos convectivos).
- 2) Orientación preferente de los cristales causada por filtrado por presión y flujos a través de la porosidad, durante el avance de un frente de cristalización.
- 3) Los últimos incrementos de los esfuerzos tectónicos externos durante el emplazamiento.

El régimen transpresivo durante la Orogenia Varisca deducido de datos geológicos y estructurales recopilados en la Zona de Ossa-Morena, que es aplicable al momento del emplazamiento como ha demostrado el estudio geocronológico, indica que probablemente el Complejo Ígneo de Santa Olalla sufrió esfuerzos tectónicos significativos durante su emplazamiento y solidificación.

La estructura del Complejo Ígneo de Santa Olalla, como se ha mostrado en los apartados anteriores, es compleja y permite discriminar dos áreas bien diferenciadas, dominadas respectivamente por foliaciones subverticales y subhorizontales, la primera acoplada y la segunda desacoplada mecánicamente respecto a la estructura del encajante.

El área SO del complejo presenta una morfología tabular subhorizontal y está dominada por foliaciones magmáticas horizontales o de bajo buzamiento. Este dominio muestra una fábrica concéntrica controlada por la geometría del contacto intrusivo. La formación de una fábrica ígnea concéntrica puede ser explicada por el flujo laminar del magma al introducirse a favor de una intrusión tabular. El flujo laminar estaría provocado por el arrastre del magma contra los contactos superior e inferior al introducirse en la intrusión tabular. Pero otra hipótesis, propuesta por Paterson et al. (1998), puede explicar las fábricas concéntricas. Según esta hipótesis durante la cristalización de una cámara magmática tienen lugar esfuerzos internos capaces de producir un reordenamiento de los minerales y generar fábricas concéntricas. El contacto entre el magma y las rocas del encajante representa un límite con un alto contraste de viscosidades dado que el magma en estado completamente líquido no puede transmitir esfuerzos desviatorios. En consecuencia  $\sigma_1$  se refracta perpendicularmente a los límites de la cámara magmática, lo que provoca que en una cámara relativamente estática se produzca una reorientación de los cristales paralela a los límites de la cámara. La generación de esta fábrica concéntrica está conducida por un mecanismo de filtrado por presión paralelo a los márgenes del magma y un flujo poroso durante la migración hacia el interior de un frente de cristalización. Las fábricas magmáticas concéntricas podrían por lo tanto deberse a un proceso estático que tiene lugar durante la solidificación del magma hacia el interior con una estructura “en capas de cebolla”. Esta hipótesis está favorecida por el hecho de que en numerosos plutones aparecen fábricas concéntricas cortando diferentes facies ígneas lo que indica que no pueden haberse formado por flujo magmático (Paterson et al., 1998). Ambas posibilidades, flujo magmático y filtrado por presión durante la cristalización, han sido consideradas dado que en este sector no existen diferentes facies ígneas para contrastar ambas hipótesis (en el caso de que la fábrica cortara las facies ígneas habría que descartar la orientación por flujo).

En la zona de transición entre el dominio subhorizontal y el subvertical se puede apreciar cómo aparecen corredores subverticales atravesando zonas de bajo buzamiento, lo que indica que las fábricas del dominio subvertical son posteriores a las del dominio subhorizontal. La transición es gradual, los corredores subverticales son progresivamente más anchos y abundantes desde el SO hacia el NE, y finalmente en el sector NE del complejo la estructura está totalmente dominada por foliaciones ígneas



verticales paralelas al margen. La transición entre ambos dominios está bien expuesta en la sección III-III' donde se han superpuesto sobre el modelo gravimétrico los datos estructurales y se han interpretado en profundidad (Fig.4.18.). Esta relación entre ambos dominios estructurales puede ser utilizada para decantarse entre las dos hipótesis de formación propuestas para el dominio subhorizontal. Una génesis de las fábricas concéntricas debida al proceso de cristalización del magma debe ser rechazada, dado que éstas fábricas están cortadas por otras posteriores (dominio subvertical) que se han formado también en estado magmático. Por lo tanto, las fábricas concéntricas estaban ya formadas en estado magmático cuando fueron reorientadas en los corredores de deformación vertical. Este razonamiento permite decantarse por la hipótesis del flujo magmático como el mecanismo más probable que dio lugar a las fábricas concéntricas del dominio subhorizontal.

El hecho de que el dominio subvertical aparezca cortando al dominio subhorizontal, sumado al paralelismo que presentan las foliaciones del dominio subvertical con la adyacente falla de Cherneca, cuya zona de deformación asociada está en contacto directo con el margen del complejo ígneo, permite proponer que la estructura del dominio subvertical está originada por el campo de deformación de cizalla sinistral asociado a la falla de Cherneca.

La falla de Cherneca presenta una componente de movimiento inverso como indica la presencia de la Serie Negra (Neoproterozoico) sobre el Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala (Cámbrico Superior), pero los indicadores cinemáticos encontrados en el campo muestran una importante componente de movimiento de desgarre sinistral. Considerando la edad tardivarisca del Complejo Ígneo de Santa Olalla, es probable que la falla de Cherneca actuara como un desgarre sinistral durante el emplazamiento y cristalización del complejo, lo que permitiría preservar un campo de paleoesfuerzos que puede ser datado con precisión, habiendo quedado registrado en las rocas ígneas del entorno de la falla (la edad de ese campo de esfuerzos sería consecuentemente  $340 \pm 3$  Ma, Romeo et al., 2006a).

La interpretación del dominio subvertical como originado por esfuerzos tectónicos durante la compresión sinistral oblicua varisca, también está respaldada por la estructura formada por bandas ligeramente oblicuas que generan formas sigmoidales en el sector oriental del dominio subvertical. Este patrón estructural, caracterizado por foliaciones con direcciones N130 y N155 dando lugar a sigmoides (A en Fig.4.3.), presenta un enorme parecido con las microestructuras tipo S-C formadas bajo regímenes de deformación no coaxial (cizalla simple). Se ha considerado la posibilidad de que estos sigmoides se hayan originado también bajo cizalla simple al igual que las microestructuras tipo S-C pero a una escala diferente. A favor de esta hipótesis cabe destacar que los patrones estructurales con geometrías sigmoidales obtenidos en el análisis estructural, interpretados como estructuras tipo S-C, muestran un sentido de movimiento sinistral coherente con el régimen de esfuerzos de la colisión varisca y con la cinemática local de la falla de Cherneca durante el emplazamiento de los plutones.

Por otro lado cabe preguntarse: ¿puede extrapolarse la terminología microestructural (fábricas S-C, en este caso) a una estructura similar de escala kilométrica? El análisis fractal realizado por Hippertt (1999) demuestra que las fábricas tipo S-C son invariantes respecto a la escala desde la lámina delgada hasta ejemplos de escala kilométrica. Las fábricas tipo S-C de gran tamaño han sido descritas (normalmente como dúplex en zonas de desgarre) en diferentes localizaciones (Ebert et al., 1996; Davison et al., 1995). En cuanto a fábricas en plutones, Gleizes et al. (1998) muestran los patrones de fábrica magnética del plutón de Panticosa, donde el mapa de lineaciones magnéticas muestra geometrías sigmoidales similares a estructuras S-C que fueron interpretadas por los autores como originadas por un cizallamiento regional. A meso y micro-escala las fábricas magmáticas tipo S-C se han descrito como provocadas por deformación no coaxial en estado magmático (Biswal et al., 2004) o por el arrastre contra las paredes en el flujo del magma en diques (Callot y Guichet, 2003). Por otro lado, multitud de modos de emplazamiento de plutones han sido relacionados con fallas de desgarre o zonas de cizalla dúctiles (Callahan y Markley, 2003; Chardon, 2003; Spannera y Kruhl, 2002, entre otros).

Considerando la geometría en tres dimensiones obtenida mediante la modelización de los datos de anomalía gravimétrica residual, las zonas de alimentación del magma, que normalmente se relacionan con las partes más profundas del complejo, pueden ser determinadas. En todos los modelos gravimétricos realizados la zona más profunda que alcanzan las rocas ígneas se encuentra hacia el NE. En la reconstrucción en 3 dimensiones del complejo (Fig.4.18.) se puede apreciar cómo las raíces del complejo se encuentran en el sector nororiental. La máxima profundidad se encuentra en la terminación oriental del complejo ígneo donde aparece cortado por la falla de Zufre. Las raíces están situadas en el sector NE del complejo, si bien no es posible asegurar que se trate de las zonas más profundas, ya que el Complejo Ígneo de Santa Olalla no aflora en su totalidad, dado que la falla de Zufre desplaza una porción significativa (el bloque situado al SE) mediante un movimiento sinistral con un suave cabeceo que sitúa esta porción del complejo ígneo bajo el nivel actual de la erosión. De esta porción no aflorante del complejo no tenemos datos por lo que tampoco podemos descartar que presente raíces más profundas.

Durante las campañas de campo se ha evidenciado la presencia de una zona de cizalla dúctil entre la falla frágil de Cherneca y el margen NE del complejo, que no ha sido descrita hasta la fecha y que será objeto de un estudio detallado en el capítulo 7. Esta estructura la denominaremos zona de cizalla dúctil de Cherneca. Esta zona de cizalla está en contacto con las raíces situadas en el NE del complejo, lo que parece indicar que jugó un papel fundamental durante el ascenso del magma como conducto de alimentación. Considerando la cinemática sinistral de dicha zona de cizalla que se discutirá en el capítulo 7, el mecanismo que ha utilizado el magma para ascender por ella es probablemente a favor de distintos huecos interconectados que podrían formarse a favor de pequeñas irregularidades tipo *releasing bends* en el plano de la cizalla funcionando en régimen de *pull-apart*.

Aunque la zona de cizalla dúctil de Cherneca parece ser el conducto que ha utilizado el magma para ascender, un modelo de generación de espacio para el emplazamiento controlado por un movimiento de esta falla ha sido descartado considerando la geometría tabular que adquiere el complejo hacia el SO. Las intrusiones de tipo tabular son muy abundantes en la corteza (Hamilton y Myers, 1967; Myers, 1975; Vignerresse, 1995; McCaffrey y Petford, 1997), y sus mecanismos de emplazamiento han sido ampliamente discutidos (Pollard y Johnson, 1973; Jackson y Pollard, 1988; Corry, 1988; Cruden, 1998).

El espacio necesario para emplazar una intrusión tabular puede ser acomodado mediante dos mecanismos posibles: el levantamiento del techo (emplazamiento lacolítico), o el hundimiento de la base (emplazamiento lopolítico) o una combinación de ambos procesos (Cruden, 1998). La geometría de 3 dimensiones perfilada por la modelización de la gravimetría (Fig.4.18.) claramente muestra un engrosamiento gradual hacia el NE, lo que parece indicar que el hundimiento del contacto intrusivo basal ha sido un mecanismo importante durante el proceso de generación de espacio para el emplazamiento (intrusión lopolítica). La flexura de la roca de caja por debajo del Complejo Ígneo de Santa Olalla con objeto de generar el espacio para el emplazamiento plutónico puede ser acomodada mediante una deformación dúctil distribuida o mediante estructuras discretas, como por ejemplo zonas de cizalla. Actualmente con los datos de que se dispone no es posible decantarse entre estas dos posibilidades. El porcentaje de espacio para el emplazamiento generado mediante la elevación del contacto de techo (emplazamiento lacolítico) es difícil de establecer dado que el contacto superior está sólo expuesto parcialmente. Los abundantes *roof pendants* parecen indicar un contacto de techo probablemente subhorizontal cercano al nivel actual de erosión, lo que sugiere que el espacio generado mediante la elevación del techo ha sido pequeño. Podemos decir por lo tanto que estamos ante un lopolito asimétrico con la zona de alimentación situada en uno de sus márgenes.

La intrusión lopolítica con geometría tabular subhorizontal está favorecida por el régimen de esfuerzos presente durante la colisión varisca. La tectónica comagmática tardivarisca consiste en una fase de plegamiento suave con planos axiales subverticales coetánea con la generación de desgarres sinestrales; este régimen tectónico tuvo lugar entre los 345 y los 300 Ma (Simancas et al., 2003). Durante dicha etapa de plegamiento el esfuerzo mínimo  $\sigma_3$  estaba orientado verticalmente lo que favorece la apertura de espacios con geometrías horizontales tabulares. Ésta era la situación cuando el magma alcanzó el nivel de emplazamiento, ascendiendo a favor de la falla de Cherneca. En ese momento tuvo lugar una intrusión tabular horizontal hacia el SO, favorecida por el régimen de esfuerzos dominante, que fue acomodada principalmente mediante el hundimiento de la base más que por el levantamiento del techo, lo que dio lugar a una intrusión lopolítica. La presencia de numerosos *roof pendants* con las orientaciones de sus fábricas aleatorias y sin presentar continuidad con las fábricas del encajante (Fig.4.2. y 4.3.) indica que en los últimos estadios del emplazamiento, el proceso de stoping permitió un nuevo ascenso limitado de magma. La importancia del stoping como un proceso secundario

que modifica la localización final de las intrusiones en las últimas etapas del emplazamiento ha sido sugerida por Paterson y Fowler (1993) y Cruden (1998).

Tomando en consideración todos los datos obtenidos en este estudio estructural y gravimétrico que han sido discutidos previamente, se puede trazar de forma esquemática una evolución de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla, desde la generación del espacio de acomodación hasta los procesos tectónicos que han registrado antes de su cristalización. Durante el movimiento sinistral de la zona de cizalla dúctil de Cherneca tuvo lugar el ascenso del magma. Los desplazamientos sinestrales en pequeñas irregularidades tipo *releasing bends* de la cizalla favorecieron la generación de pequeños huecos interconectados con geometrías de tipo *pull-apart*, a favor de los cuales el magma se pudo propagar a niveles más superficiales. Cuando el magma alcanzó el nivel actual tuvo lugar el emplazamiento de una intrusión tabular subhorizontal que se comenzó a propagar hacia el SO; el espacio se acomodó predominantemente mediante el hundimiento de la base de la intrusión dando lugar a una morfología de tipo lopolito. En ese momento pudo tener lugar la generación de las fábricas magmáticas subhorizontales paralelas a los límites de la intrusión tabular debidas al flujo magmático. Este tipo de emplazamiento se vio favorecido por la disposición vertical de  $\sigma_3$  durante el plegamiento suave de plano axial subvertical tardivarisco. El *stoping* jugó un papel secundario favoreciendo un moderado ascenso del magma en las últimas etapas del emplazamiento. Durante todo el proceso de ascenso y emplazamiento, la zona de cizalla de Cherneca estuvo en movimiento generando un campo de deformación sinistral distribuida al sur de la misma. El movimiento de esta zona de cizalla provocó la deformación sinistral en estado magmático de la porción NE del Complejo Ígneo de Santa Olalla, generándose el dominio de foliaciones subverticales, que aparece cortando la fábrica subhorizontal. Esta deformación en estado magmático dio lugar a la generación de fábricas S-C de escala kilométrica que dan criterios de movimiento sinistral. Por último, antes de la completa cristalización del magma a una escasa profundidad (3-4 km), la reología de las tonalitas de Santa Olalla se volvió demasiado competente para prolongar la deformación del dominio subvertical en estado sub-solidus. De modo que la amplia zona de deformación dúctil (dominio subvertical) favorecida por la reología del magma, quedó restringida tras la cristalización a la banda de mármoles situada en el borde norte y, más adelante, al movimiento frágil de la falla de Cherneca situada en el contacto entre los mármoles de Bodonal-Cala y la Serie Negra. Durante el periodo de fracturación tardivarisco, cuando el complejo estaba totalmente solidificado tuvo lugar la generación de la falla de Zufre que corta limpiamente la estructura del complejo ígneo desplazando la porción situada al SE de la falla por debajo del nivel actual de la erosión.

Los resultados expuestos en el presente capítulo junto a la interpretación referente al modelo de emplazamiento y evolución tectónica de Complejo Ígneo de Santa Olalla han sido publicados en Romeo et al. 2006b.

## *Capítulo 5*

---

# **GRAVIMETRÍA DEL STOCK DE AGUABLANCA**



### **5.1. INTRODUCCIÓN**

Con objeto de modelizar la geometría en detalle del stock de Aguablanca y de los cuerpos mineralizados de Ni-Cu-(EGP), se ha llevado a cabo una campaña gravimétrica local con una alta densidad de medidas. La geometría obtenida para el stock de Aguablanca ha sido completada con un estudio de la estructura interna del mismo. La geometría y estructura tridimensionales del stock de Aguablanca han sido comparadas con la estructura del encajante lo que ha permitido establecer un modelo de emplazamiento para este cuerpo.

El stock de Aguablanca situado en el margen septentrional del Complejo Ígneo de Santa Olalla, aparece intruyendo a los mármoles del Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala situados al norte, donde se han generado importantes procesos de skarnificación (Casquet, 1980), y presenta un contacto por el borde sur con las facies tonalíticas principales del stock de Santa Olalla. Este pequeño cuerpo de gabronoritas y dioritas ha adquirido una especial relevancia desde el reciente descubrimiento de la mineralización de Ni-Cu-(EGP: elementos del grupo del platino) de Aguablanca (Lunar et al., 1997; Ortega et al., 1999, 2000, 2004; Romeo et al., 2004a, b; Piña et al., 2004, 2005a,b, 2006a,b; Piña, 2006). Este es el primer depósito de sulfuros de Ni-Cu-(EGP) asociado a rocas máficas y ultramáficas descubierto en la Península Ibérica. Hasta su hallazgo, las mineralizaciones de EGP en la Península Ibérica, se localizaban exclusivamente en Cabo Ortegal (Moreno et al., 2001) y en el Macizo de Ronda (Gervilla y Leblanc, 1990) asociadas a concentraciones de cromita (Lunar et al., 2003). Estas mineralizaciones presentan unos tonelajes y leyes insuficientes para hacer su explotación económicamente viable. Por el contrario, Aguablanca tiene unas características geológicas y mineralógicas que le hacen un ejemplo singular en la Península Ibérica y además, presenta un gran potencial económico que está actualmente en explotación.

La mineralización de Aguablanca se encuentra situada junto al borde norte del stock, y está formada por dos cuerpos subverticales con forma de chimenea cuya geometría está modificada por un sistema de desgarres sinestrales tardivariscos de dirección N40 (Fig.6.1.). La mineralización está estrechamente asociada a una brecha magmática que presenta fragmentos de acumulados máficos y ultramáficos, sin mineralizar o escasamente mineralizados, que aparecen inmersos en una matriz de gabronoritas y sulfuros diseminados o semimasivos de Ni-Cu-Fe.

La posibilidad de encontrar nuevos cuerpos mineralizados en el entorno del stock de Aguablanca aumentando los recursos explotables, ha sido objeto de mucho interés desde el descubrimiento del yacimiento.

Considerando la alta densidad de los cuerpos de sulfuros, que pueden alcanzar densidades superiores a  $3400 \text{ kg/m}^3$ , y por lo tanto generan claras anomalías positivas, se llevó a cabo una campaña gravimétrica de detalle que obedecía a los siguientes objetivos:

-1) Modelizar en detalle la geometría del stock de Aguablanca y de los cuerpos mineralizados. Un estudio que se complementa con el análisis estructural y el levantamiento gravimétrico regional realizado en todo el Complejo Ígneo de Santa Olalla.

-2) Por otro lado, este estudio puede servir para detectar otros cuerpos mineralizados en la zona del estudio gravimétrico de detalle similares al que está actualmente en explotación, lo que puede presentar un gran interés económico.

En un primer momento se realizó una campaña de toma de medidas gravimétricas según una malla regular con una separación entre estaciones de 200 m. Los resultados preliminares de esta campaña mostraron la presencia de un máximo significativo de anomalía de Bouguer centrado en el plutón de Aguablanca. El interés que suscitaron estos resultados preliminares llevó a la realización de una campaña gravimétrica de detalle con una separación entre estaciones de 50 m, cubriendo el área del máximo descubierto que abarca también los cuerpos de sulfuros en explotación. Los resultados de esta campaña gravimétrica de detalle se muestran en el presente capítulo.

## **5.2. ESTRUCTURA DEL STOCK DE AGUABLANCA**

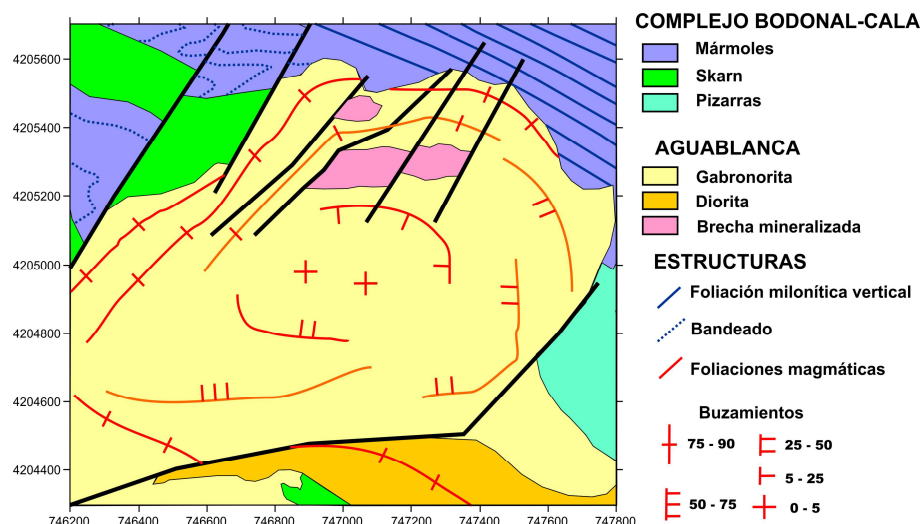
Aunque gracias al trabajo geocronológico (Romeo et al., 2004a, 2006a) se ha demostrado que las rocas máficas del stock de Aguablanca son coetáneas con el stock de Santa Olalla y que en consecuencia pueden considerarse simplemente las facies menos diferenciadas del Complejo Ígneo de Santa Olalla (Eguíluz et al., 1989), el stock de Aguablanca presenta una estructura ígnea propia individualizada de la del stock de Santa Olalla, que le confiere una entidad como un cuerpo intrusivo diferente. Las características estructurales de este cuerpo se detallan a continuación.

### ***5.2.1. Fábricas magmáticas y relación con la estructura del encajante***

Al igual que en las tonalitas de Santa Olalla, en las gabronoritas, dioritas y cuarzodioritas de Aguablanca las foliaciones magmáticas están definidas por la orientación preferente de las plagioclasas. Las trayectorias de la foliación en el stock de Aguablanca son concéntricas respecto a los límites de la intrusión (Fig.5.1.). En la cercanía de los límites intrusivos en contacto con los mármoles de Bodonal-Cala hacia el N y NO y NE, las foliaciones magmáticas se disponen verticalmente y con direcciones paralelas a los márgenes. Esta zona presenta también lineaciones minerales verticales definidas por la orientación preferente de piroxenos y plagioclasas en las gabronoritas situadas en torno a los cuerpos de brecha mineralizados.

Sin embargo, en el centro del plutón dominan las foliaciones subhorizontales. El paso de las zonas de foliación ígnea vertical del norte del stock a la zona subhorizontal del centro se caracteriza por buzamientos suaves a medios hacia el sur. En el borde SO del plutón donde dominan las composiciones dioríticas, la foliación magmática es paralela al dominio subvertical de la adyacente tonalita de Santa Olalla, presentando foliaciones con direcciones N150 y buzamientos altos hacia el NE.





**Figura 5.1.** Esquema estructural del stock de Aguablanca. Se muestran las trayectorias de la foliación magmática en las gabronoritas. En los mármoles de Bodonal-Cala están indicadas las trayectorias de la foliación milonítica vertical paralela a la falla frágil de Cherneca, y el bandedo correspondiente a la estratificación que aparece plegado fuera de la banda de milonitas.

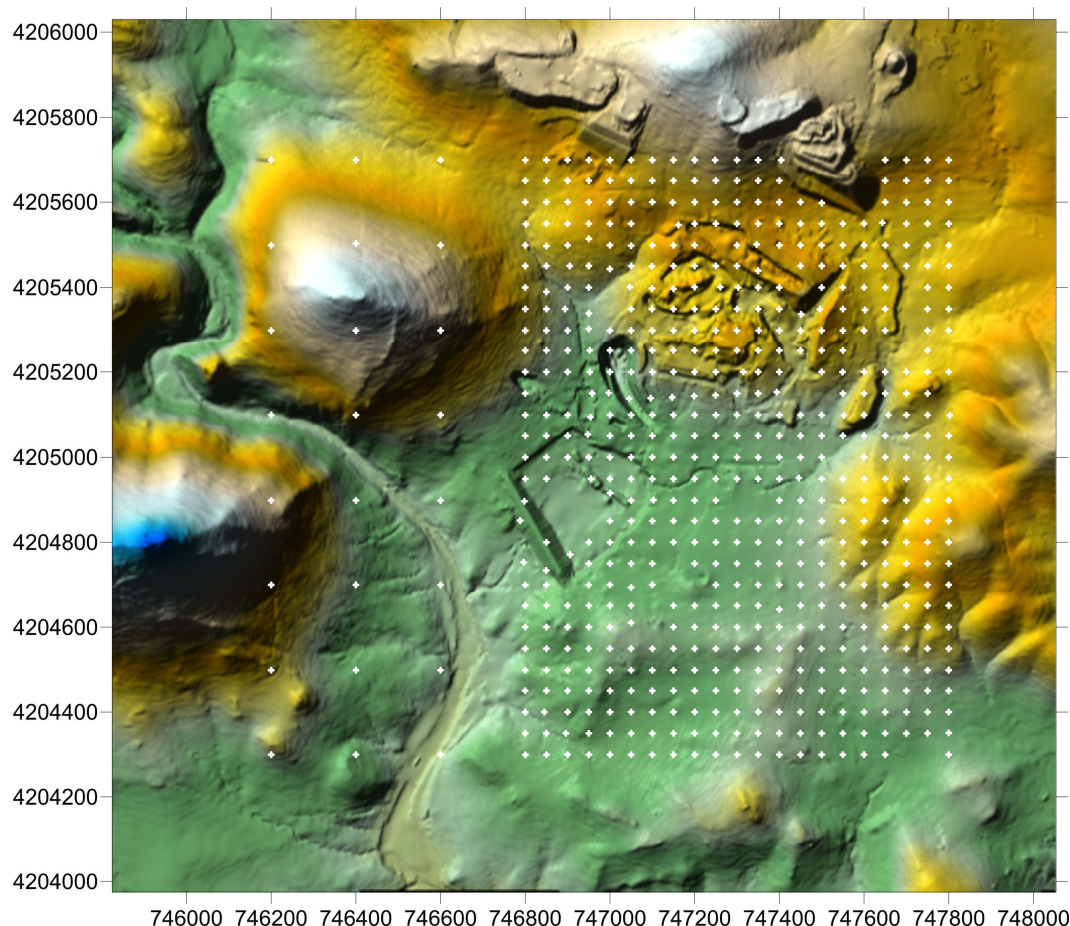
La falla frágil de Cherneca discurre paralelamente al borde noreste de la intrusión. Los mármoles de Bodonal-Cala situados entre la falla frágil de Cherneca y el stock de Aguablanca desarrollan una foliación milonítica paralela a la falla. Esta disposición conlleva que probablemente el magma que dio lugar al stock de Aguablanca ascendió a favor de una zona de cizalla dúctil paralela a la falla frágil de Cherneca, que denominaremos zona de cizalla dúctil de Cherneca, que es la responsable de los procesos de milonitización en los mármoles.

### 5.3. ESTUDIO GRAVIMÉTRICO

#### 5.3.1. Levantamiento gravimétrico

El levantamiento gravimétrico ha sido llevado a cabo en colaboración con Río Narcea Gold Mines, la empresa explotadora de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca. La empresa aportó las medidas de GPS diferencial que sirvió para un posicionamiento de alta precisión de todas las estaciones.

El estudio gravimétrico se realizó en un área de 2.24 km<sup>2</sup>, cubriendo el stock de Aguablanca y el encajante más inmediato. Se midieron 605 estaciones gravimétricas, distribuidas por el área de estudio con una densidad de 270 estaciones por km<sup>2</sup>. Las estaciones están distribuidas según una malla cuadrada regular de 50 m de lado, exceptuando el extremo occidental que ha sido cubierto por una malla cuadrada regular de 200 m de lado. El mapa de situación de las estaciones aparece en la Fig.5.2.



**Figura 5.2.** Mapa de situación de estaciones gravimétricas. Coordenadas UTM, huso 29, en metros.

Las medidas fueron realizadas utilizando un gravímetro LaCoste&Romberg 953, del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid con una precisión de  $\pm 0.01$  mGal y una deriva inferior a 1mGal al mes. La posición de cada estación fue determinada mediante GPS diferencial con una precisión nominal de  $\pm 1$ cm, que permitió estimar las coordenadas X, Y y la cota de cada estación con un error máximo de  $\pm 0.20$  m. En los recorridos diarios se ha tomado como base la iglesia del pueblo Monesterio (gravedad observada: 979862.77 mGal). Esta base ha sido enlazada con la base de la red fundamental del I.G.N. Fuente de Cantos, con un valor de gravedad observada de 979912.99 mGal.

#### *5.3.1.1. Cálculo del error del levantamiento*

Con objeto de estimar el error en la lectura del gravímetro se llevó a cabo la duplicación del 10% de las medidas; mediante este procedimiento se ha obtenido un error cuadrático medio de  $\pm 0.0836$  mGal en la estimación de la  $g$  observada.

El gradiente gravimétrico en dirección N-S para la latitud media de la zona de estudio es 0.7876 mGal/km (para el cálculo ver el capítulo 4). Por lo tanto para una precisión en el posicionamiento de las estaciones de  $\pm 0.20$  m proporciona un error de  $\pm 0.000158$  mGal.

Utilizando la expresión de la corrección de aire libre (CAL) podemos estimar el error del levantamiento debido a la imprecisión en la determinación de la cota (h):

$$CAL = 0.3086 h \text{ mGal}$$

Considerando  $\pm 0.20$  m la incertidumbre en la estimación de la cota obtenemos un error para el levantamiento gravimétrico de  $\pm 0.06172$  mGal.

En consecuencia sumando los errores debidos a la lectura del gravímetro, el posicionamiento de las estaciones y la estimación de la cota obtenemos un error total para el levantamiento gravimétrico de  $\pm 0.145478$  mGal (Tabla 5.1.).

**Tabla 5.1.** Cálculo del error del levantamiento gravimétrico.

	Valor del error	Valor en mGal
Lectura del gravímetro	$\pm 0.0836$ mGal	$\pm 0.0836$
Posicionamiento	$\pm 0.20$ m	$\pm 0.000158$
Cota	$\pm 0.20$ m	$\pm 0.06172$
<b>Error total acumulado</b>		<b><math>\pm 0.145478</math></b>

#### 5.3.1.2. Cálculo de las anomalías de Bouguer

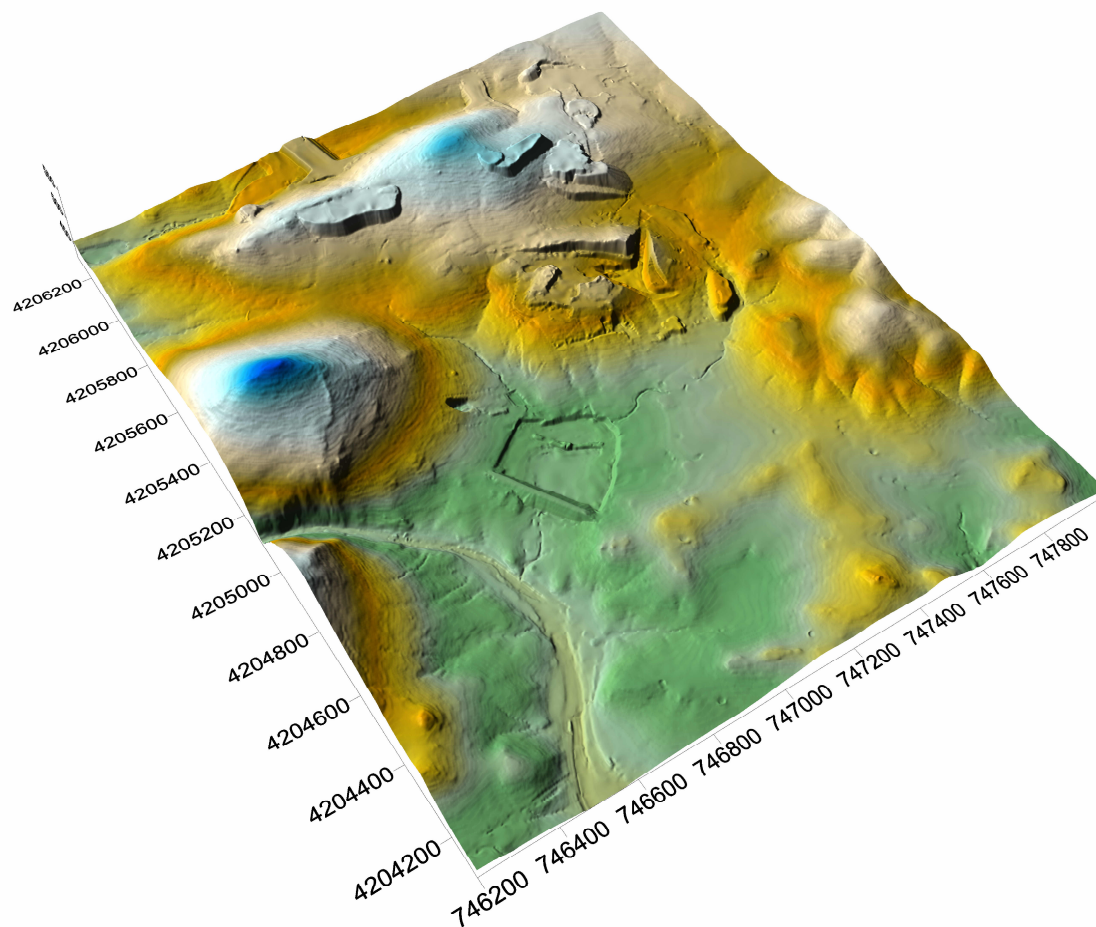
Las medidas de gravedad fueron corregidas para los efectos de marea terrestres, y se aplicaron las reducciones de anomalía de aire libre y de Bouguer, según el procedimiento habitual descrito con detalle en el capítulo 4.

#### 5.3.1.3. Estimación de la densidad de reducción

La densidad de reducción utilizada ha sido  $2750 \text{ kg/m}^3$  la misma que se obtuvo mediante el método de Plata Torres (1983) para la campaña del Complejo Ígneo de Santa Olalla, con objeto de hacer comparables los mapas de anomalía de Bouguer de ambas campañas, que están espacialmente superpuestas.

#### 5.3.1.4. Corrección topográfica

Se ha realizado una corrección topográfica hasta una distancia de 22 km, utilizando el módulo de “Terrain Correction” del software Oasis Montaj<sup>TM</sup> de la compañía canadiense Geosoft. Para el cálculo de la corrección topográfica cercana (hasta 200 m) se ha introducido un modelo digital de elevaciones de 1 m de espaciado que se muestra en la Fig.5.3. De 200 m hasta 22 km, se ha realizado a partir de un modelo digital de elevaciones de 250 m de espaciado, calculado a partir del modelo digital del terreno del área de Aguablanca (Fig.5.3.) y del modelo digital de elevaciones regional (Fig.4.7.)



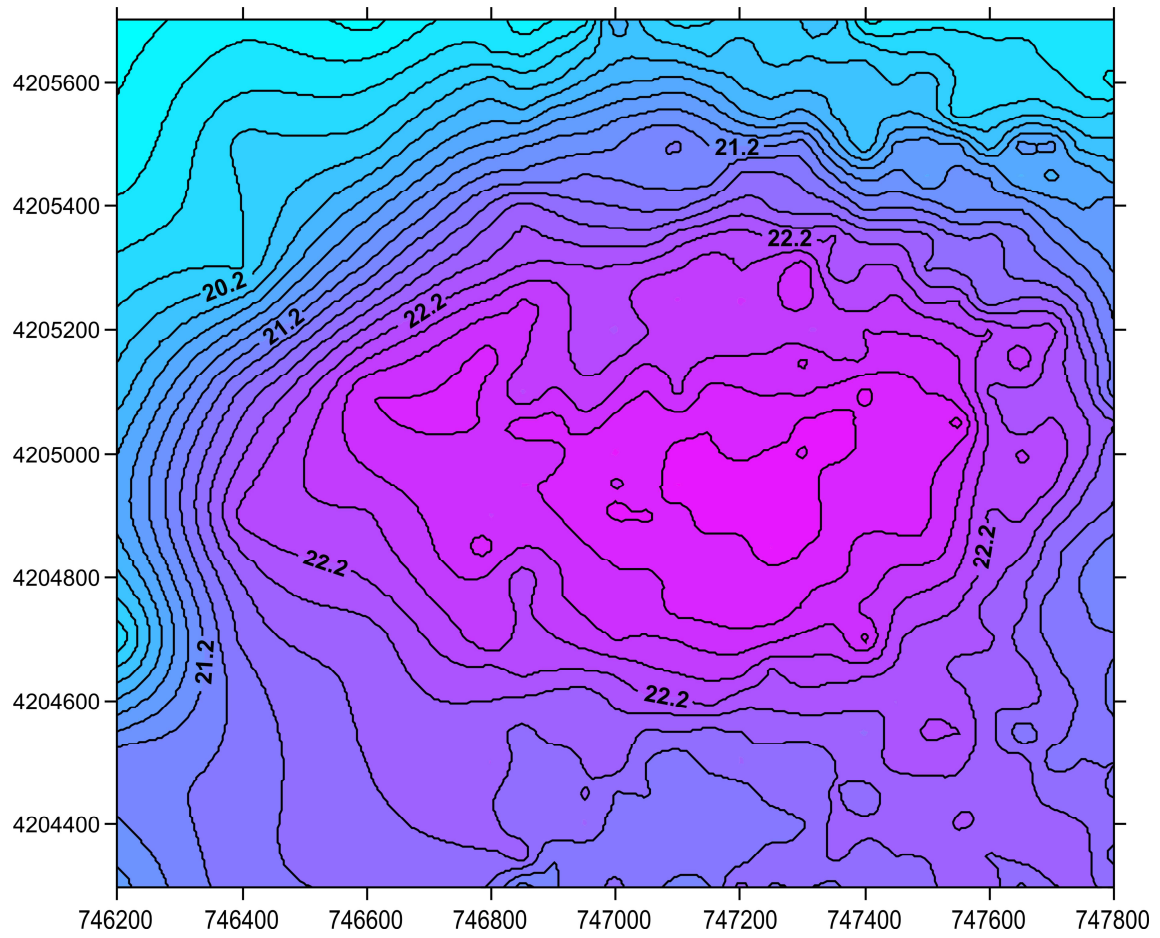
**Figura 5.3.** Vista tridimensional del modelo digital del terreno utilizado para el cálculo de la corrección topográfica cercana. Coordenadas UTM, huso 29, en metros.

### **5.3.2. Mapa de anomalía de Bouguer**

El método utilizado en el proceso de interpolación para el trazado del mapa es el *kriging*. El radio de interpolación utilizado para construir la malla es de 50 m, cuadruplicándola posteriormente y obteniendo así un mapa con un paso de malla de 12.5 m.

El mapa (Fig.5.4.) presenta un rango de valores positivos de anomalía de Bouguer entre 19 y 23.4 mGal distribuidos en un máximo centrado en el mapa y de orientación media E-O. Este máximo se superpone a un gradiente de dirección ENE-OSO con pendiente hacia el norte. Esta anomalía se encuentra centrada sobre el plutón de Aguablanca, lo que parece indicar que este máximo está producido por el contraste de densidades entre el gabro de Aguablanca y las rocas encajantes (dioritas, tonalitas y mármoles).

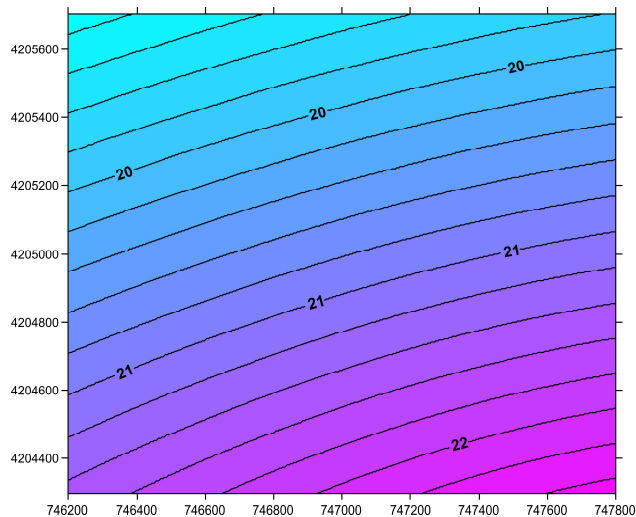




**Figura 5.4.** Mapa de anomalía de Bouguer calculado para una densidad de reducción de 2750  $\text{kg/m}^3$ . La separación entre isoanómalas es de 0.2 mGal. Coordenadas UTM, huso 29, en metros.

### 5.3.3. Separación regional-residual

Al igual que para la campaña gravimétrica del Complejo Ígneo de Santa Olalla y con la intención de que ambos estudios sean comparables, se ha seguido el mismo procedimiento en la separación regional-residual.

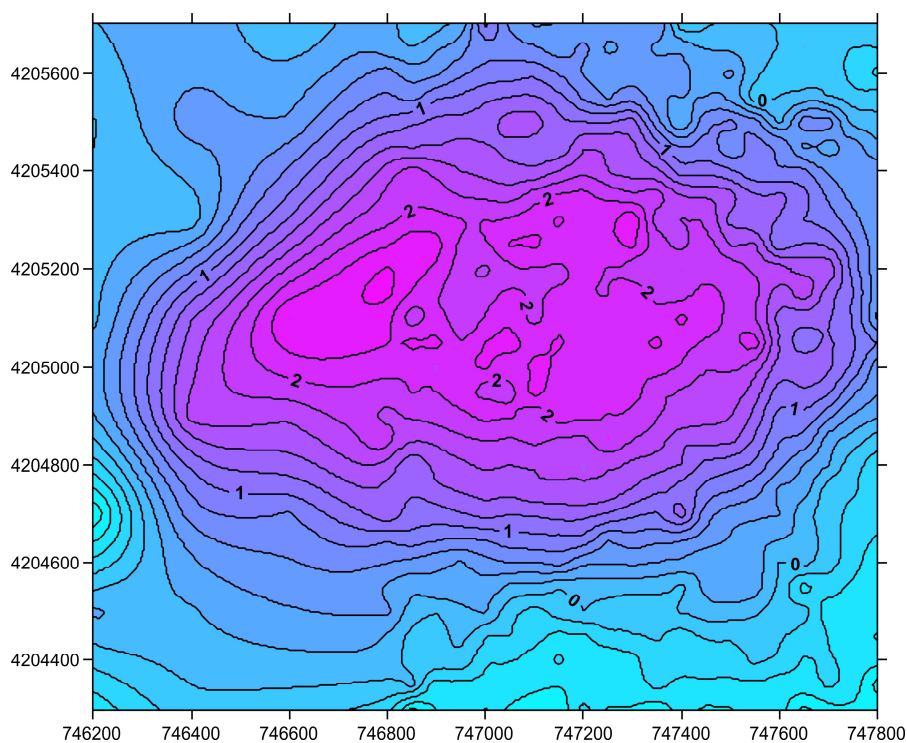


**Figura 5.5.** Mapa de anomalía regional. Ha sido elaborado a partir de los datos de anomalía de Bouguer de Sánchez-Jiménez (2003) recalculados con una densidad de reducción de 2750  $\text{kg/m}^3$ . La separación entre isoanómalas es de 0.2 mGal. Coordenadas UTM, huso 29, en metros.

De la misma forma que en la campaña gravimétrica del Complejo Ígneo de Santa Olalla, se ha empleado como tendencia regional el mapa de anomalías de Bouguer realizado por Sánchez-Jiménez (2003) para el estudio gravimétrico de la estructura de la corteza de la Zona de Ossa-Morena, cuyo objetivo era el análisis de las fuentes profundas. El mapa se ha recalculado para una densidad de reducción de  $2750 \text{ kg/m}^3$  con objeto de hacerle compatible con los datos propios. Presenta una suave pendiente hacia el NNO (Fig.5.5.) que coincide con la del gradiente existente en el mapa de anomalías de Bouguer observado (Fig.5.4.).

#### **5.3.4. Mapa de anomalía residual**

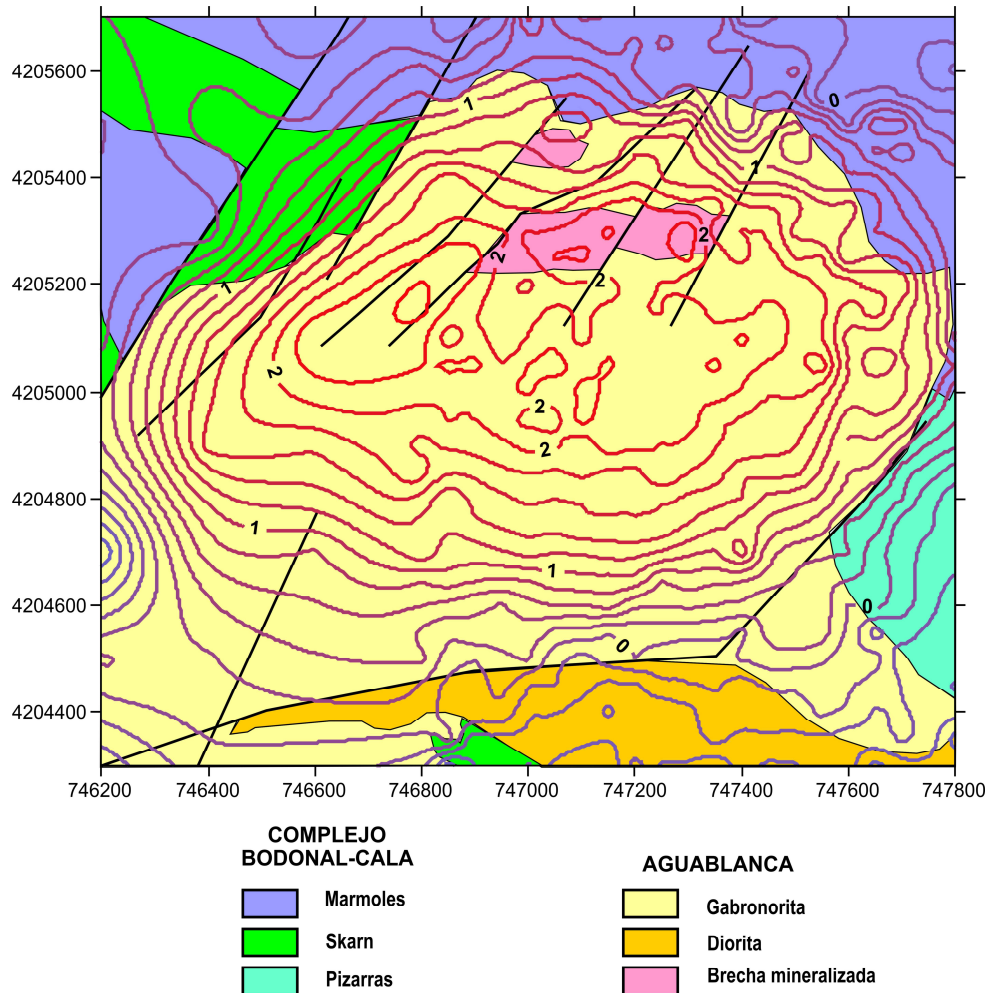
La sustracción de la tendencia regional al mapa de anomalía de Bouguer ha permitido calcular la anomalía residual (Fig.5.6.) que está caracterizada por un máximo de amplitud 3.5 mGal. El máximo tiene una orientación E-O y está limitado por gradientes con una pendiente bien marcada. La zona superior del máximo está caracterizada por máximos y mínimos de pequeña longitud de onda y amplitud.



**Figura 5.6.** Mapa de anomalía residual. La separación entre isoanómalas es de 0.2 mGal. Coordenadas UTM, huso 29, en metros.

En la Fig.5.7. se ha superpuesto el mapa de anomalía residual sobre el esquema geológico de la zona. En general, la anomalía residual presenta una clara correlación con la geología de superficie. El máximo está relacionado con el afloramiento del plutón de Aguablanca y el gradiente que lo delimita marca el borde del plutón salvo en la zona suroccidental, dónde la roca ígnea se prolonga más allá del

gradiente que limita el máximo. Dado el descenso de la anomalía, probablemente el volumen de gabronoritas disminuye hacia el SO, donde afloran rocas menos densas como son las dioritas. Las alineaciones de máximos presentan direcciones NE-SO coincidentes con los desgarres N40 sinestrales cartografiados dentro del plutón.

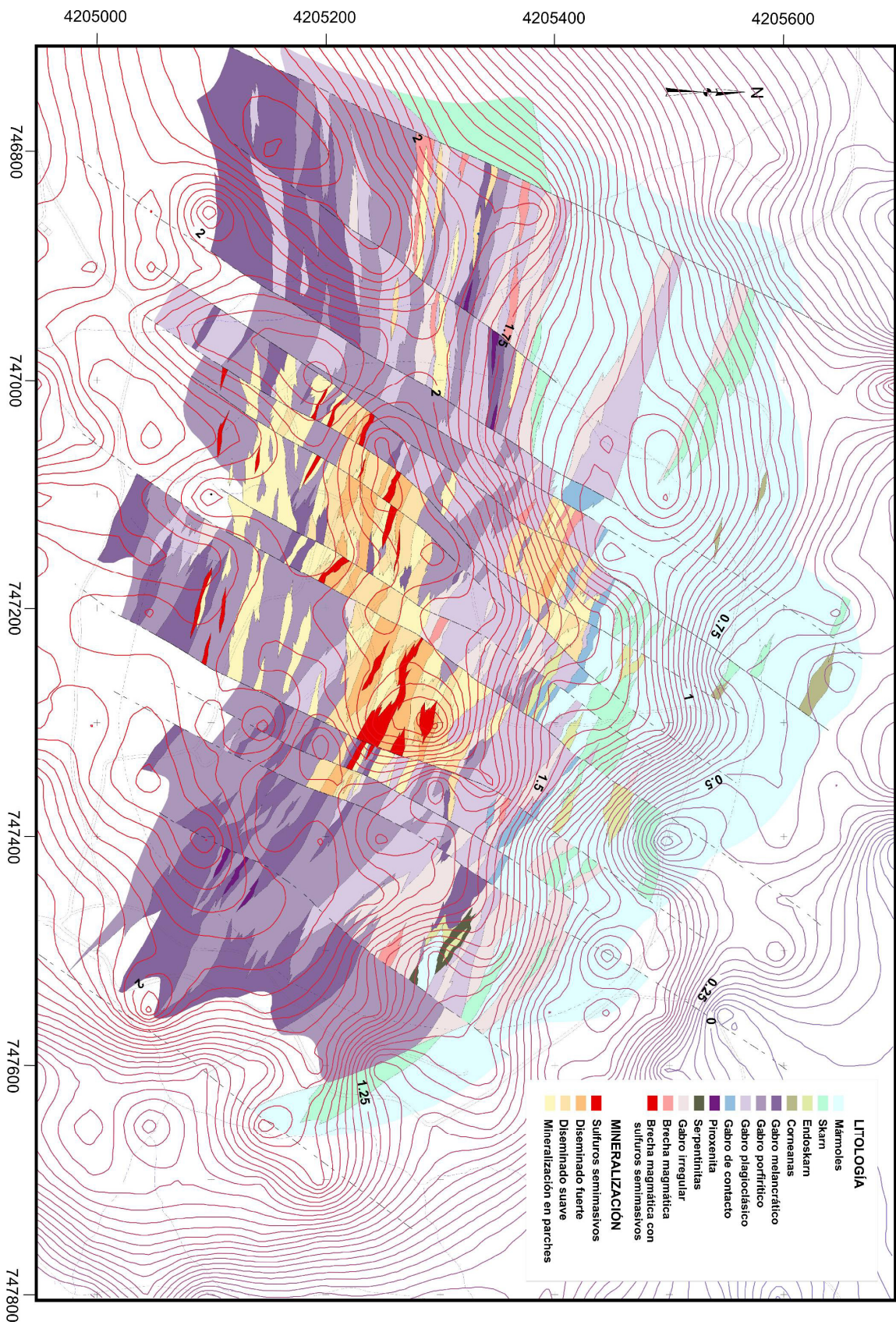


**Figura 5.7.** Mapa de anomalía residual superpuesto al mapa geológico. Se observa una buena correlación de la facies gabronorítica de stock de Aguablanca con la anomalía. El intervalo entre isoanómalas es 0.2 mGal. Coordenadas UTM, huso 29, en metros.

A la cartografía de detalle de la mineralización realizada por Río Narcea Gold Mines, utilizando los datos de la campaña de sondeos de exploración, se ha superpuesto el mapa de anomalía residual (Fig.5.8.). En esta figura se puede apreciar la coincidencia de los dos cuerpos mineralizados, especialmente el cuerpo sur, con máximos gravimétricos de pequeña longitud de onda y amplitud.

La presencia de máximos de pequeña longitud de onda y amplitud similares a los originados por la mineralización, situados hacia el SO, han sido objeto de sondeos de exploración que no han confirmado que estén también relacionados con zonas de sulfuros masivos.





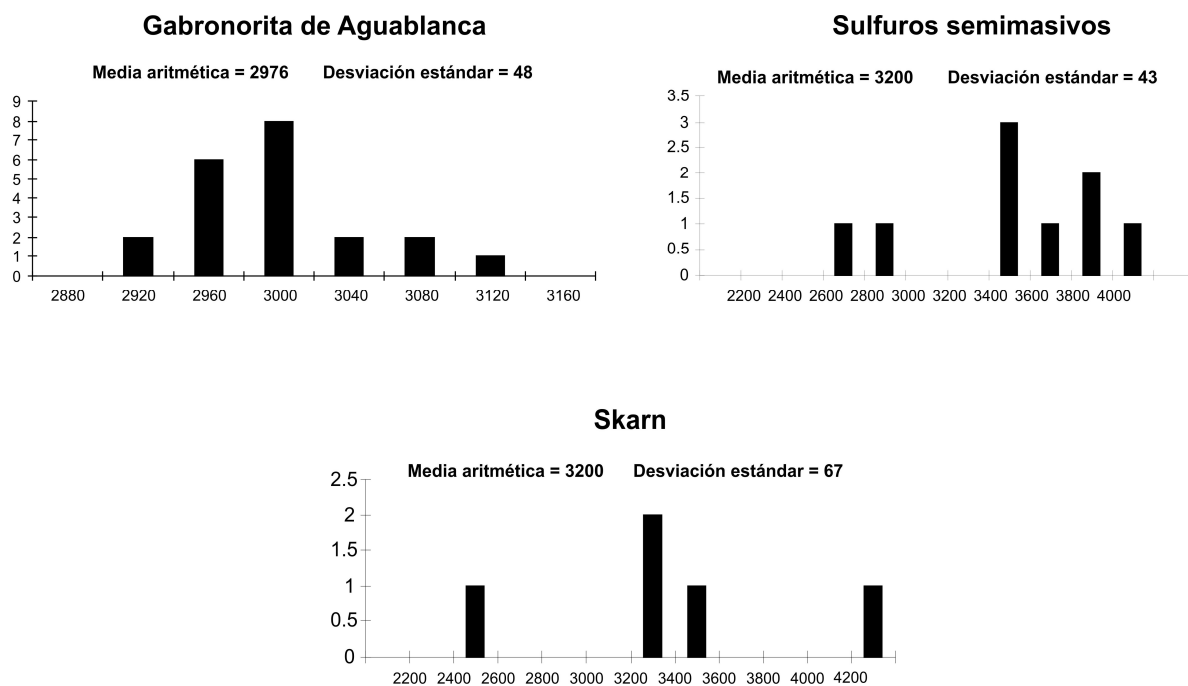
**Figura 5.8.** Mapa de anomalía residual superpuesto a un mapa de detalle de la mineralización proporcionado por Río Narcea Gold Mines. Se observa una buena correlación de los cuerpos mineralizados con máximos de pequeña amplitud y longitud de onda dentro del máximo principal. El intervalo entre isonómalas es 0,1 mGai. Coordenadas UTM, huso 29 en metros.



### 5.3.5. Estudio de densidades

A partir de los datos de densidad medidos en muestras de superficie y pertenecientes a sondeos, se han realizado histogramas para los distintos tipos de rocas de la zona y para el conjunto de las medidas. De este modo se han estimado los valores de densidades medias de los principales cuerpos litológicos que se encuentran en el área de estudio.

Como se observa en los histogramas, predominan las muestras con valores altos de densidad (Fig.5.9.). Así, por ejemplo los gabros tienen densidades entre 3000 y 2800 kg/m<sup>3</sup> y los valores más altos corresponden a las rocas del skarn y los sulfuros semimasivos. Estos datos confirman la relación puesta de manifiesto en el apartado anterior entre los afloramientos de la mineralización y los máximos valores de la anomalía residual.



**Figura 5.9.** Histogramas de densidades de algunas litologías muestreadas. Las medias aritméticas expresadas en kg/m<sup>3</sup> han sido empleadas durante el proceso de modelización.

### 5.3.6. Modelización 3D

Aunque la modelización gravimétrica tiene limitaciones importantes, ya que no existe una única distribución de densidades que satisfaga una anomalía, sí constituye una herramienta útil para obtener una primera aproximación de la geometría de un cuerpo de una determinada densidad, bien diferenciada de su entorno. La modelización gravimétrica se ha hecho generalmente en 2 (+<sup>1</sup>/<sub>2</sub>, +<sup>3</sup>/<sub>4</sub>) D, pero en los últimos años se han generalizado los trabajos que modelizan estructuras en tres dimensiones

(Grabowska et al., 1998; Ebbing et al., 2001; Ayala et al. 2003, Yegorova, et al., 2004; Ebbing, 2004; Pinto et al., 2005).

La presencia del máximo de la anomalía residual (Fig.5.6.) y su probable relación con un cuerpo concreto de roca (en este caso las gabronoritas de Aguablanca) hace este caso idóneo para la realización de un modelo en 3D, considerando la sencillez del problema a modelizar. La anomalía quedaría justificada por el contraste de densidades entre el cuerpo denso de gabronoritas con respecto a los mármoles y pizarras al N y E respectivamente; y las dioritas y cuarzodioritas al sur.

La modelización se ha llevado a cabo con el módulo GMSYS-3DTM (3D Gravity and Magnetic Modeling para Oasis montaj™ version 1.2; Northwest Geophysical Associates, Inc. 2005). El modelo está definido mediante superficies que separan volúmenes con distintas densidades.

Los cálculos de la anomalía se realizan en el dominio de Fourier mediante los algoritmos de Parker (1972). El software permite utilizar métodos de inversión estructural calculando la geometría de una superficie de contacto que minimiza la diferencia entre el modelo y la gravedad observada. También permite la inversión de la densidad, calculando la densidad de un cuerpo del modelo que minimiza la diferencia entre el modelo y la gravedad observada. Ambos métodos de inversión están descritos en Blakely (1995). Tanto las superficies que describen el modelo como la anomalía gravimétrica deben tener el mismo tamaño de malla, el mismo número de filas y columnas, el mismo origen, ser periódicas y, además, no deben cortarse. Asimismo deben prolongarse para evitar los efectos de borde repitiéndose periódicamente hasta el infinito en cualquier dirección. La anomalía debe ser lo más simétrica posible, de forma que se hayan eliminado gradientes regionales.

#### *5.3.6.1. Descripción del modelo 3D*

Los datos estructurales descritos anteriormente, junto a los datos de los sondeos de exploración realizados por Río Narcea Gold Mines (que en algunas ocasiones han superado los 1000 m de profundidad) y el mapa geológico de superficie han sido los elementos de partida para limitar la geometría del modelo.

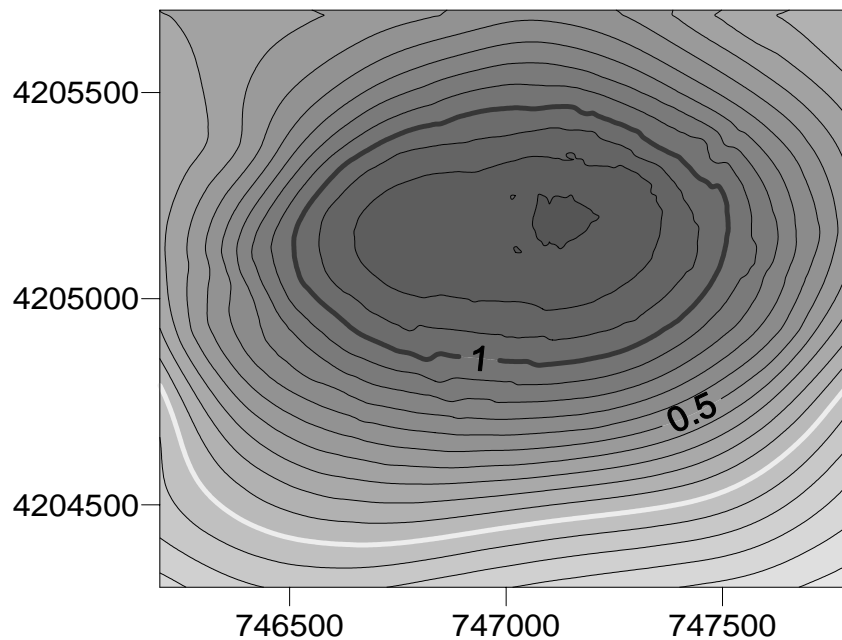
Inicialmente se realizó un modelo sencillo, para delinear la geometría de las gabronoritas de Aguablanca causantes del máximo principal, gracias al contraste de densidad con los mármoles al norte y con las tonalitas y cuarzodioritas al sur. Posteriormente fue completado el modelo añadiendo nuevos cuerpos de menor entidad que permitieron una mayor correlación entre la anomalía generada por el modelo y la gravedad observada. Los cuerpos añadidos al modelo inicial de tres cuerpos fueron: las dos pipas de brecha magmática con sulfuros semimasivos, el cuerpo de skarn principal situado al NO del stock de Aguablanca, y las pizarras que limitan el stock hacia el E.

En la Tabla 5.2. se han indicado las superficies (archivos .grd) que forman el modelo y las densidades asignadas a los cuerpos de roca por encima de cada superficie.

**Tabla 5.2.** Superficies y densidades que definen el modelo 3D

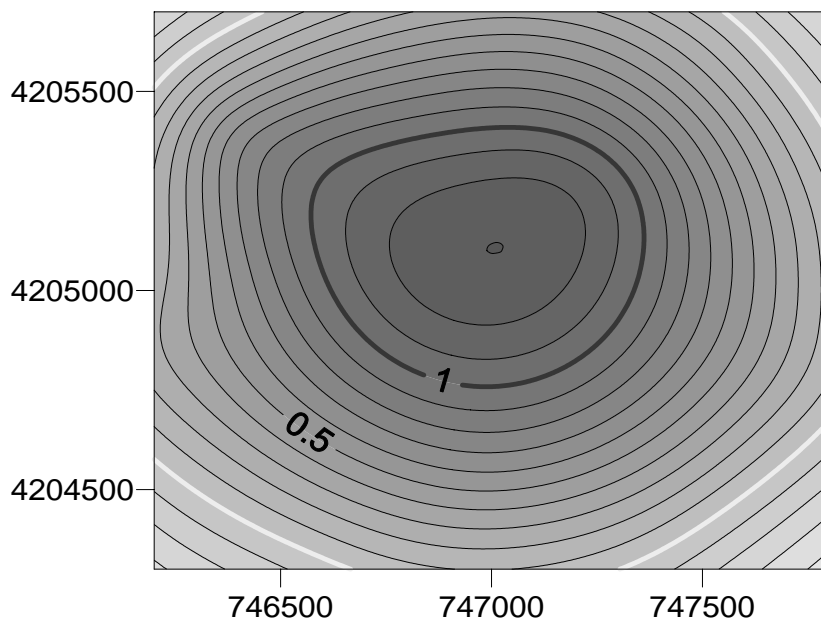
<i>Superficie de contacto</i>	<i>Densidades por encima de la superficie</i>
Topografía	
Base de los cuerpos mineralizados	3200 kg/m <sup>3</sup>
Base de las gabronoritas	2976 kg/m <sup>3</sup>
Base del skarn	3200 kg/m <sup>3</sup>
Base de los mármoles	2700 kg/m <sup>3</sup>
Base de las pizarras	2800 kg/m <sup>3</sup>
Base de las dioritas y tonalitas	2850 kg/m <sup>3</sup>

El cálculo requiere que la anomalía esté referida a una superficie plana por lo que los datos sobre la topografía deben ser proyectados sobre una superficie plana de cota al menos superior a la mayor altitud del área estudiada. En este caso se ha realizado una prolongación de la anomalía residual a un plano de cota 650 m. En la Fig.5.10. se ha representado esta anomalía que aparece suavizada con respecto al mapa de anomalías residuales calculado a nivel de la superficie topográfica.

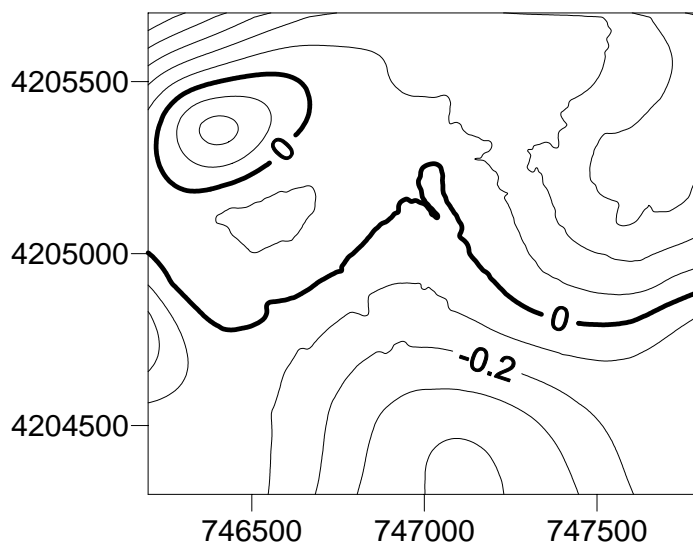


**Figura 5.10.** Mapa de anomalía gravimétrica observada a 650 m utilizado en la modelización 3D. Intervalo entre isonómalas 0.1 mGal. Coordenadas UTM, Huso 29 en metros.

La anomalía ha sido ajustada modificando la geometría de las superficies sin variar las densidades asignadas. En la Fig.5.11. se muestra la anomalía calculada y en la Fig.5.12. el error del modelo cuya desviación estándar es 0.18417 mGal. Un ajuste más fino del modelo a la gravedad observada no estaría justificado teniendo en cuenta que el error del modelo ( $\pm 0.18417$  mGal) y el del levantamiento gravimétrico son del mismo orden ( $\pm 0.145478$  mGal).

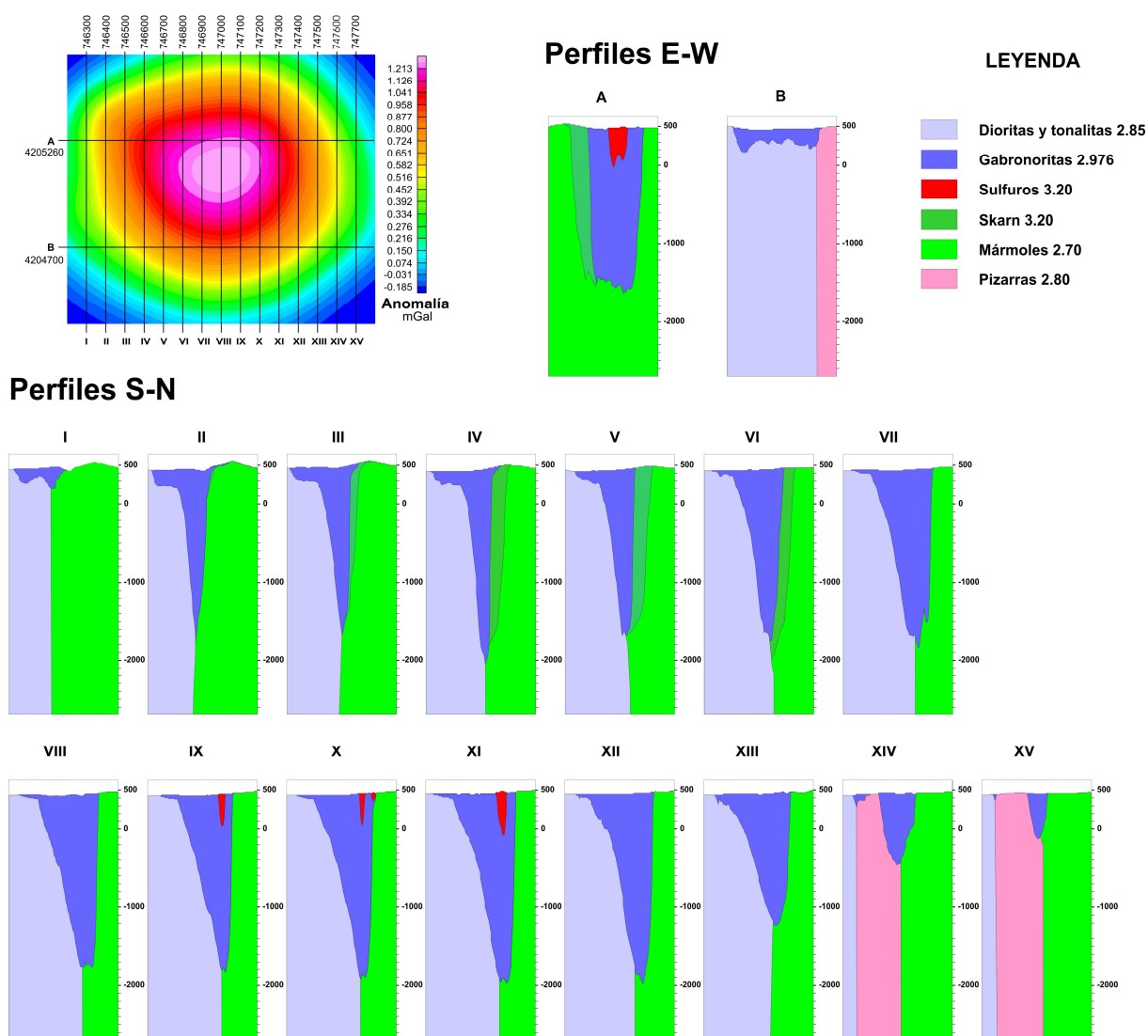


**Figura 5.11.** Anomalia generada por el modelo 3D. Intervalo entre isoanómalas 0.1 mGal. Coordenadas UTM, Huso 29 en metros.



**Figura 5.12.** Diferencia entre la anomalía observada y la calculada para el modelo 3D. Intervalo entre isoanómalas 0.1 mGal. Coordenadas UTM, Huso 29 en metros.

Las imágenes tridimensionales del modelo ajustado muestran que las gabronoritas de Aguablanca se estrechan en profundidad pegadas a su borde norte, llegando hasta los 1850 m por debajo de la cota 0. Para una mejor observación del modelo se han realizado 15 cortes seriados de dirección N-S y 2 cortes según el E-O (Fig.5.13.).

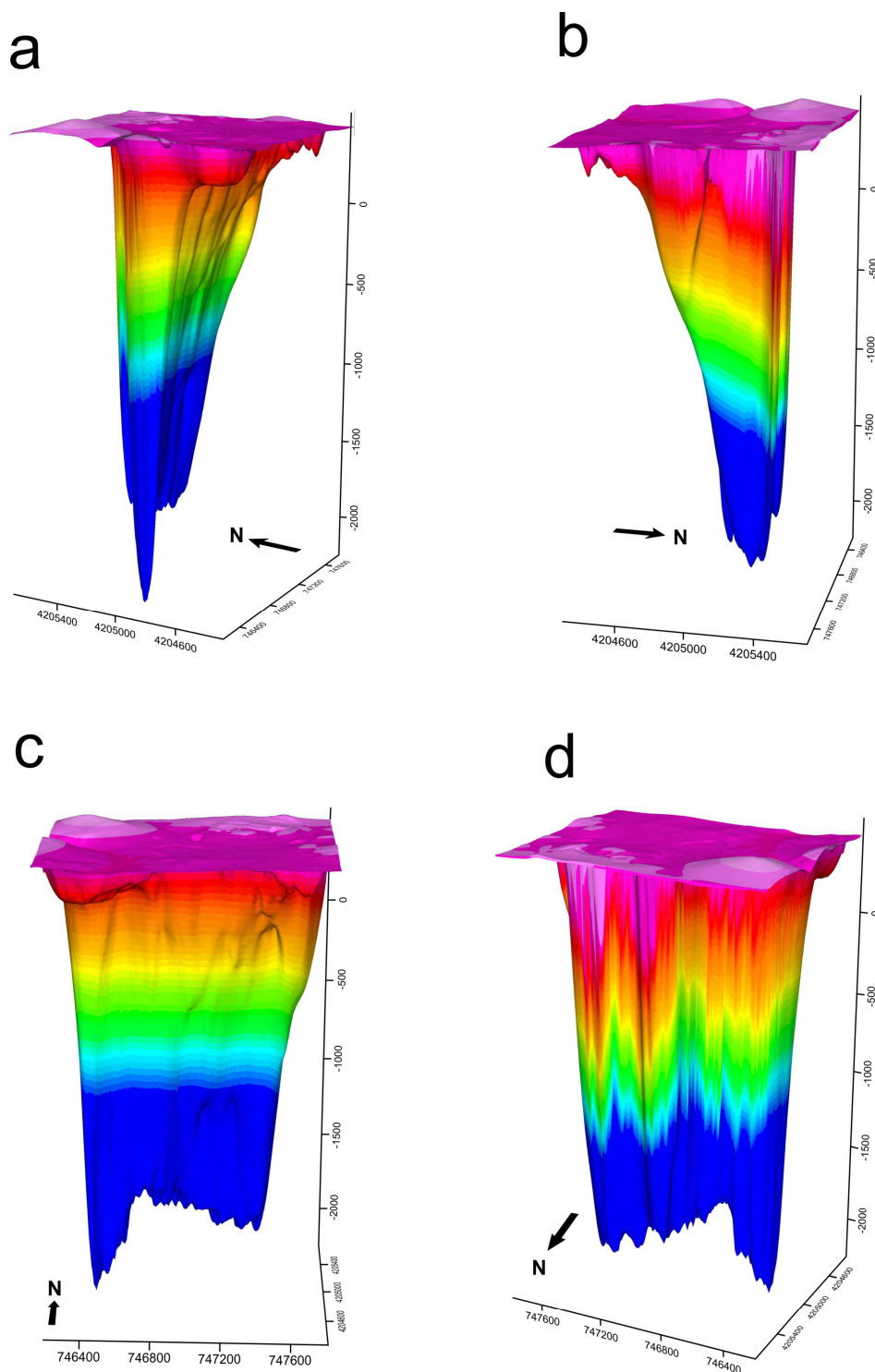


**Figura 5.13.** Cortes seriados del modelo gravimétrico 3D. Las trazas de los cortes están dibujadas sobre la anomalía calculada para el modelo. A y B: cortes E-O. Cortes de I a XV orientados N-S.

El plutón de Aguablanca se encuentra emplazado entre las dioritas y tonalitas del Complejo Ígneo de Santa Olalla y la sucesión paleozoica encajante, formada por mármoles y pizarras fundamentalmente. Observando la geometría obtenida mediante la modelización, se puede apreciar que el stock de Aguablanca tiene una morfología planar que se introduce en profundidad paralelamente a su borde norte y a la falla de Cherneca (situada más al norte en el contacto de los mármoles cámbricos con la sucesión de Tentudía) (Fig.5.1.).

Para ajustar el modelo, el stock de Aguablanca debe adelgazarse en profundidad. Además, aunque el máximo tiene un contorno aproximadamente paralelo al límite del stock, por otro lado, se encuentra desplazado hacia el norte respecto al centro del stock (Fig.5.7.). Esto obliga a que las gabronoritas sean mucho más potentes en su borde norte que en el sur, donde tan solo representan una delgada capa. Esta asimetría y la forma del cuerpo de Aguablanca quedan bien ilustradas en las visiones

tridimensionales construidas a partir del modelo de densidades (Fig.5.14.). La superficie inferior de estas imágenes representa la base de las gabronoritas, mientras que la superficie superior representa la topografía.



**Figura 5.14.** Vistas tridimensionales de la superficie basal de las gabronoritas de Aguablanca, que es el cuerpo principal generador de anomalía. a) Vista desde el SO, b) vista desde el ENE, c) vista desde el S, d) vista desde el NNO.

### 5.4. DISCUSIÓN

En la zona de estudio se ha evidenciado la presencia de una anomalía gravimétrica con un máximo de 3,5 mGal de amplitud. La geometría del máximo es fácilmente correlacionable con el stock de Aguablanca (Fig.5.7.), cuya composición básica le confiere una densidad que contrasta sustancialmente con las rocas que le rodean (mármoles y cuarzodioritas y dioritas). También contribuye de una forma secundaria a la anomalía la presencia de los cuerpos mineralizados de Ni-Cu-(EGP), que están asociados a máximos secundarios en el mapa de anomalías residuales (Fig.5.8.). La tercera litología asociada al stock que contribuye a generar la anomalía está formada por los cuerpos de skarn (Casquet, 1980) que aparecen en el contacto con los mármoles. Tanto los cuerpos de sulfuros actualmente en explotación en la Mina de Aguablanca como el cuerpo principal de skarn situado en el margen noroeste han sido incluidos en el modelo 3D.

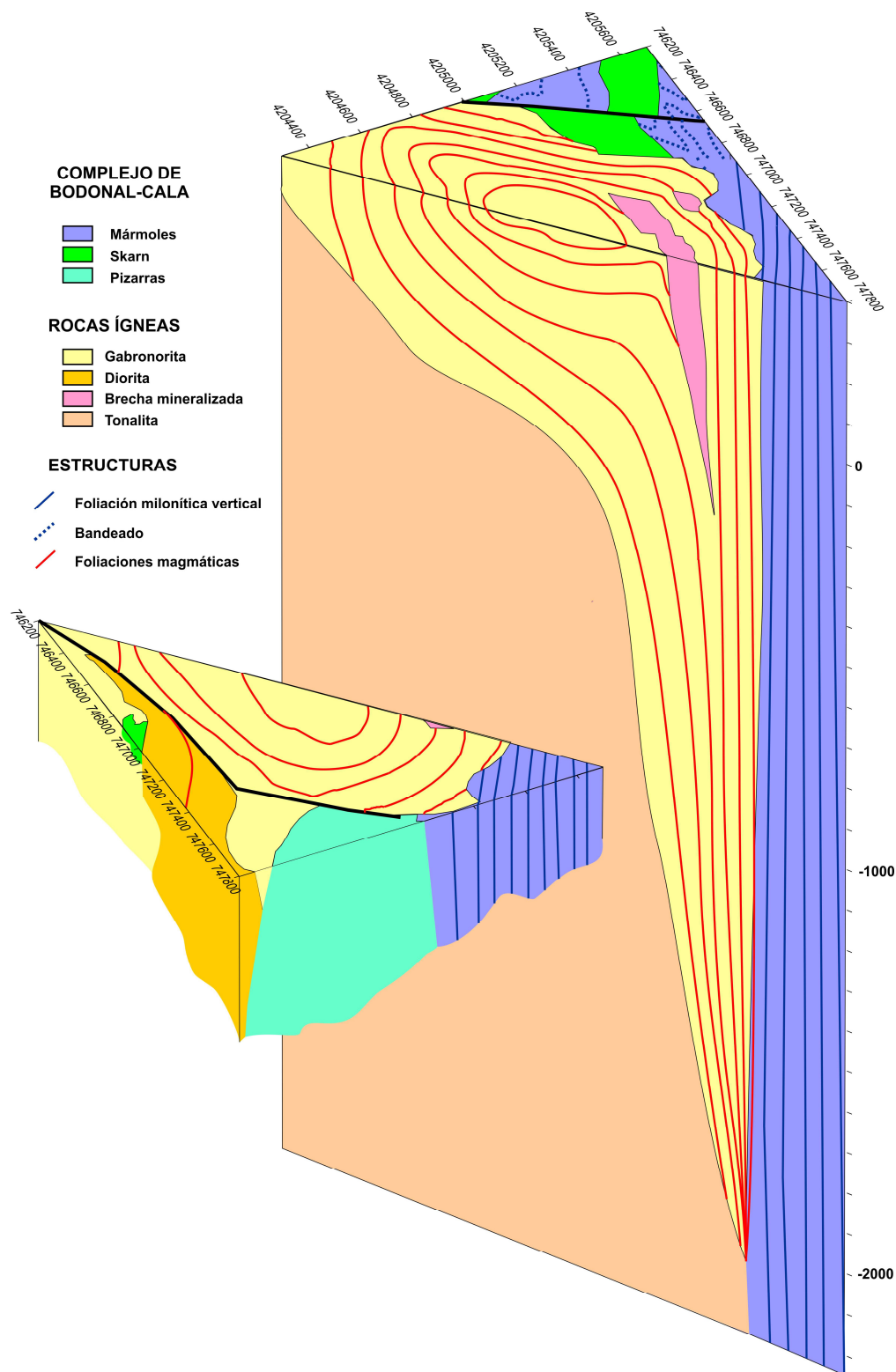
#### 5.4.1. Modelo de emplazamiento del stock de Aguablanca

El modelo gravimétrico 3D indica que las gabronoritas se enraizan en su parte norte a los 1850 m bajo la cota cero, adquiriendo en profundidad una morfología tabular vertical que se dispone paralela al borde norte del stock. Esto parece sugerir que las rocas han ascendido a favor de la banda de cizalla dúctil, orientada NO-SE, que aparece desarrollada en los mármoles con una foliación milonítica paralela a la falla frágil de Cherneca (Fig.5.1.). La relación de la falla de Cherneca con la intrusión del stock de Aguablanca y las chimeneas de brecha mineralizada ya fue sugerida por Tornos et al. (2001). El presente modelo en 3D del stock confirma dicha hipótesis, si bien la estructura que está realmente en contacto con el borde norte de la intrusión tiene un carácter dúctil, por lo que nos referiremos a ella como la zona de cizalla dúctil de Cherneca; en cambio, la falla frágil de Cherneca limita la zona de cizalla dúctil por el norte en el contacto entre los mármoles de Bodonal-Cala y la Serie Negra.

El stock de Aguablanca presenta una morfología de gota que asciende a favor de la zona de cizalla dúctil de Cherneca. Esta geometría es coherente con la estructura ígnea observada en el plutón, que muestra foliaciones magmáticas de alto buzamiento concéntricas en los márgenes y una pequeña zona central con buzamientos subhorizontales (Fig.5.15.).

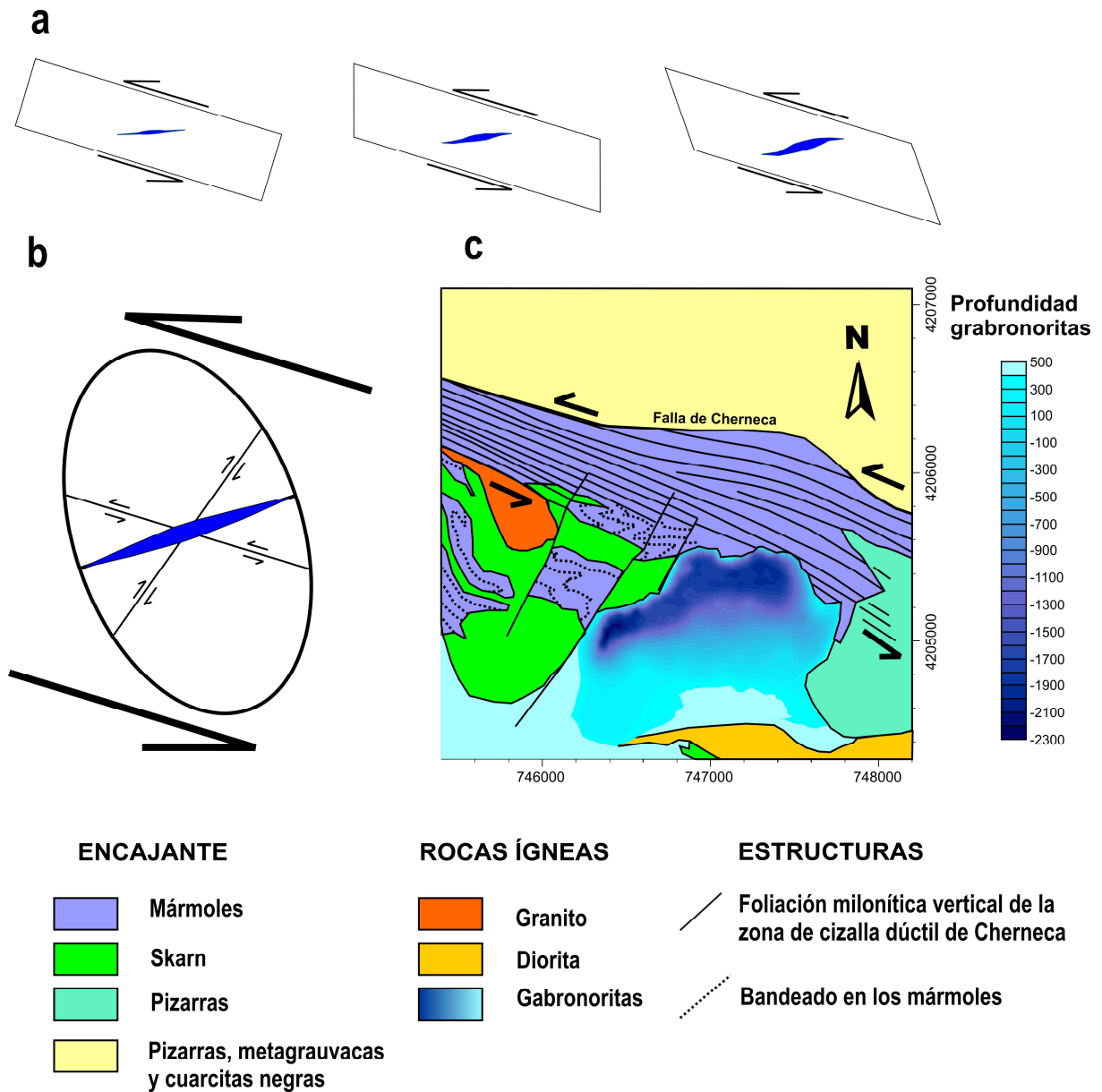
El modelo gravimétrico de Aguablanca muestra que el cuerpo de gabronoritas se enraiza con una geometría tabular hacia su borde norte; esta forma tabular de la raíz no es paralela a la zona de cizalla de Cherneca. La raíz tabular del stock de Aguablanca tiene una dirección N65E mientras que la zona de cizalla presenta una dirección N115°E; el ángulo que forman ambas direcciones es claramente apreciable en la Fig.5.16.c y es aproximadamente de unos 40°. La orientación de la zona de apertura tabular por la que han ascendido los magmas es coherente con la dirección que tendrían las grietas de tracción generadas en una zona de cizalla sinistral con la dirección de la zona de cizalla dúctil de Cherneca (Fig.5.16.a). La zona de cizalla dúctil de Cherneca tiene precisamente un carácter sinistral como señalan diferentes indicadores cinemáticos a todas las escalas (ver capítulo 7). Interpretando la

raíz del stock de Aguablanca como una grieta de tracción a gran escala desarrollada bajo el tensor de esfuerzos de la zona de cizalla de Cherneca se ha podido reconstruir la orientación de la elipse de deformación (Fig.5.16.b).



**Figura 5.15.** Reconstrucción en 3D del stock de Aguablanca interpretando la estructura de las foliaciones magmáticas en profundidad.





**Figura 5.16.** Modelo de emplazamiento del stock de Aguablanca a favor de una grieta de tracción: a) desarrollo de una grieta de tracción en una zona de cizalla sinistral; la orientación de la cizalla es paralela a la que presenta la zona de cizalla de Cherneca en el mapa, b) elipse de deformación deducida para la zona de cizalla de Cherneca; en azul está indicada la orientación de las grietas de tracción, c) mapa geológico de la zona de cizalla de Cherneca en las proximidades de Aguablanca en donde se muestra en tonos azul oscuro la raíz del stock que es paralela a la orientación de las grietas de tracción.

Por lo tanto, dada la reconstrucción tridimensional de stock de Aguablanca basada en una campaña gravimétrica muy detallada, se ha podido establecer un mecanismo probable para el ascenso del magma, que habría tenido lugar a favor de una grieta de tracción abierta durante la deformación sinistral de la zona de Cizalla dúctil de Cherneca. Una vez alcanzado el nivel actual de la erosión, el magma se expandió hacia el sur dando lugar a una geometría de gota que se ha obtenido en la modelización.

#### ***5.4.2. Consideraciones para la prospección de nuevos cuerpos de sulfuros***

Aunque los máximos de pequeña amplitud y longitud de onda, similares a los asociados a la mineralización y situados hacia el SO de los cuerpos mineralizados, han sido prospectados mediante sondeos sin tener éxito, gracias a los resultados del presente estudio se pueden aportar algunas consideraciones para la búsqueda de nuevas mineralizaciones.

La geometría obtenida mediante la modelización 3D del stock de Aguablanca enraizándose hacia el borde norte, junto con la presencia de la mineralización en dicho margen, corrobora la hipótesis por la cual los magmas y las brechas mineralizadas han ascendido por la zona de cizalla dúctil de Cherneca. Por este motivo, esta estructura cobra un interés fundamental en la prospección de área dado que es posible que a lo largo de su traza puedan encontrarse otros cuerpos mineralizados similares a los de Aguablanca.

Por otro lado, para justificar la anomalía encontrada no son necesarios nuevos cuerpos de sulfuros, sino que basta con la geología que conocemos en la actualidad. Si bien, dada la pequeña expresión gravimétrica que presentan los cuerpos mineralizados en explotación tampoco es descartable la posibilidad de que existan otros cuerpos similares por descubrir incluso dentro del área del estudio gravimétrico.

## *Capítulo 6*

---

# **PETROFÁBRICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS**



### **6.1. INTRODUCCIÓN**

El estudio detallado de la fábrica de las rocas ígneas proporciona información referente a los procesos de flujo magmático y deformación tectónica en estado magmático y, por lo tanto, de los mecanismos de emplazamiento así como de las deformaciones sufridas antes de la solidificación de los plutones.

La difracción de electrones retrodispersados (EBSD: *Electron Back-Scatter Diffraction*) es una potente técnica para la determinación de orientaciones cristalográficas preferentes (OCP) de los distintos minerales que componen una roca (Prior et al., 1999). La utilización del EBSD permite determinar en muy poco tiempo (una fracción de segundo) la orientación de todos los ejes cristalográficos de un mineral, discriminando además de qué fase mineral se trata, lo que permite recopilar cantidades ingentes de datos en muy poco tiempo. Esto supone una revolución frente a las tediosas técnicas clásicas que utilizan platina universal. El EBSD ha permitido resolver un amplio número de problemas geológicos; como por ejemplo problemas relacionados con la deformación dúctil en milonitas (Llana-Fúnez y Rutter 2005, Ji et al. 2004, Bestmann et al. 2004, entre otros), estudios de orientación de granos contiguos (Pennock et al. 2005, Fliervoet et al. 1999, entre otros) e investigaciones en cristalografía (Kameda et al. 2005, Kogure y Bunno 2004, entre otros). Aunque el potencial del EBSD aplicado al estudio de la formación y evolución de las fábricas ígneas ya fue sugerido por Prior et al. (1999), hasta la fecha esta técnica no ha sido aplicada a la determinación de OCPs en granitoides. La capacidad del EBSD para medir un gran número de orientaciones precisas en poco tiempo la hace ideal para su aplicación en rocas con fábricas ígneas, donde las OCPs son normalmente tenues y es por lo tanto necesario un gran número de datos para su determinación.

Las rocas plutónicas normalmente muestran orientaciones preferentes de minerales generadas durante deformación o flujo en estado magmático (fábricas magmáticas, Paterson et al., 1989, 1998; Park y Means 1996) y en ocasiones debidas a deformaciones sub-solidus (fábricas deformacionales, Paterson et al., 1989; Vernon et al., 2004). La formación de orientaciones minerales preferentes en estado magmático ha sido estudiada mediante experimentos analógicos (Arbaret et al., 1996, 2000; Ildefonse et al., 1992; Fernández, 1987), simulaciones numéricas (Launeau, 2004; Arbaret et al., 2000; Jezek et al., 1994; Iezzi y Ventura, 2002; Willis, 1977), y mediante el análisis de muestras naturales (Pignotta y Benn, 1999; Blumenfeld y Bouchez, 1988; Benn y Allard, 1989; Blumenfeld, 1983). Las modelizaciones numéricas muestran que la geometría final de la fábrica magmática depende del tipo de deformación (coaxial, no-coaxial, o una mezcla de ambas) y de la geometría de las partículas que registran la deformación (minerales inmersos en el magma). Las simulaciones numéricas están basadas en las fórmulas desarrolladas por Jeffery (1922) que describen el movimiento de partículas rígidas elipsoidales rotando dentro de un fundido sometido a diferentes condiciones de deformación. Willis (1977), Fernandez et al. (1983), Arbaret et al. (2000), y Launeau (2004) desarrollaron la teoría a partir

de la formulación de Jeffery, estudiando la rotación periódica de partículas bajo cizalla simple, y en consecuencia, el desarrollo también periódico de orientaciones preferentes de forma paralelas al plano de cizalla. Estos modelos numéricos difieren principalmente de los procesos magmáticos naturales debido a que no tienen en cuenta las interacciones entre partículas adyacentes (Arbaret et al., 1996), algo que resulta inevitable a lo largo del proceso de cristalización. Las interacciones entre cristales aplanados sometidos a cizalla simple producen un proceso conocido como imbricación (Blumenfeld 1983, Blumenfeld y Bouchez 1988, Ildefonse et al. 1992, Arbaret et al. 1996) que da lugar a la generación de fábricas anisótropas que en ocasiones pueden ser indicativas del sentido de movimiento de la cizalla (Fig.6.7.).

Durante el enfriamiento del magma consecutivamente se produce la cristalización de las diferentes fases minerales. Si el magma sufre algún esfuerzo (externo de tipo tectónico, o interno causado por el flujo del magma durante el emplazamiento o por procesos de filtrado por presión durante la migración de un frente de cristalización, Paterson et al. 1998) las primeras fases minerales en cristalizar pueden ser orientadas con facilidad dando lugar a una fábrica magmática. Las primeras fases en cristalizar crecen libremente en un fundido por lo que desarrollan morfologías euhedrales controladas por su estructura cristalográfica interna. Este hecho relaciona fuertemente las orientaciones preferentes de forma con las orientaciones cristalográficas preferentes, en las primeras fases minerales que cristalizan. Mediante EBSD se puede determinar con precisión la orientación de todos los elementos cristalográficos de las primeras fases que cristalizan lo que puede ser interpretado fácilmente en términos de orientaciones preferentes de forma de dichas fases minerales.

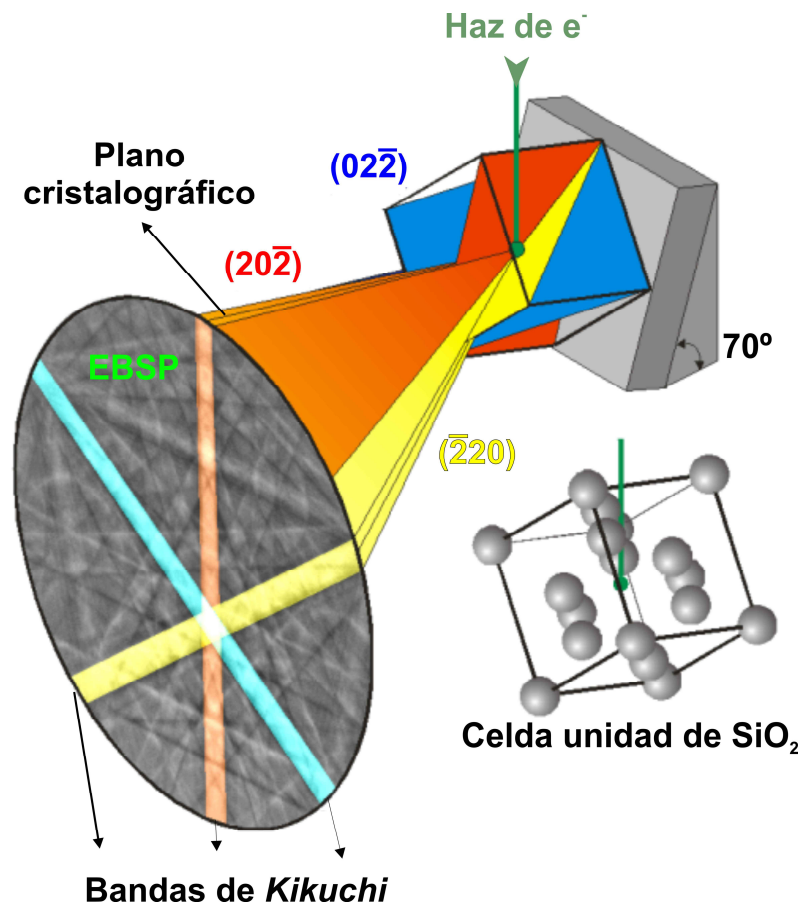
A continuación se muestran los resultados de un estudio de detalle de las OCPs de todas las fases minerales principales correspondientes a diferentes muestras del Complejo Ígneo de Santa Olalla. El objetivo principal del estudio es desentrañar los procesos que dan lugar a la generación de las fábricas magmáticas y cómo éstas evolucionan durante la cristalización. Con este objeto se determinaron las OCPs de cada fase mineral que se formaron durante la secuencia de cristalización: desde las primeras fases en formarse con OCPs intensas, hasta las últimas orientadas aleatoriamente, mostrando texturas poiquilíticas.

Para la realización de este estudio se tomaron muestras tanto del dominio estructural subvertical, como del dominio estructural subhorizontal con objeto de determinar las posibles diferencias en la génesis de las fábricas magmáticas de uno y otro dominio. De este modo se someterán a un análisis detallado las hipótesis esbozadas en el estudio de la estructura global del complejo (Romeo et al., 2006b). Por un lado se ha propuesto que las fábricas ígneas concéntricas dominantes en la mitad SO del complejo (dominio subhorizontal) se formaron mediante el flujo del magma durante el emplazamiento. Por otro lado, para el origen de las foliaciones magmáticas del dominio subvertical se ha postulado que fueron generadas mediante esfuerzos tectónicos externos, los cuales dieron lugar a una deformación de cizalla simple sinistral en la mitad NE del complejo. Los resultados obtenidos serán discutidos tanto

desde un punto de vista general, por las implicaciones que presentan en la génesis y evolución de las fábricas magmáticas dado que es el primer estudio que emplea EBSD en la determinación de éstas fábricas, y también desde un punto de vista local y regional aplicado al caso concreto del Complejo Ígneo de Santa Olalla, donde los datos serán situados dentro del contexto geodinámico de la tectónica sinistral transpresiva varisca establecida por el estudio geocronológico del complejo (Romeo et al., 2006a).

## 6.2. METODOLOGÍA: DIFRACCIÓN DE ELECTRONES RETRO-DISPERSADOS

La técnica del EBSD (*Electron Back-Scatter Diffraction*) ha sido empleada en el presente estudio para la determinación de las orientaciones cristalográficas preferentes de la plagioclasa, la biotita, la hornblenda y el cuarzo de muestras pertenecientes al Complejo Ígneo de Santa Olalla

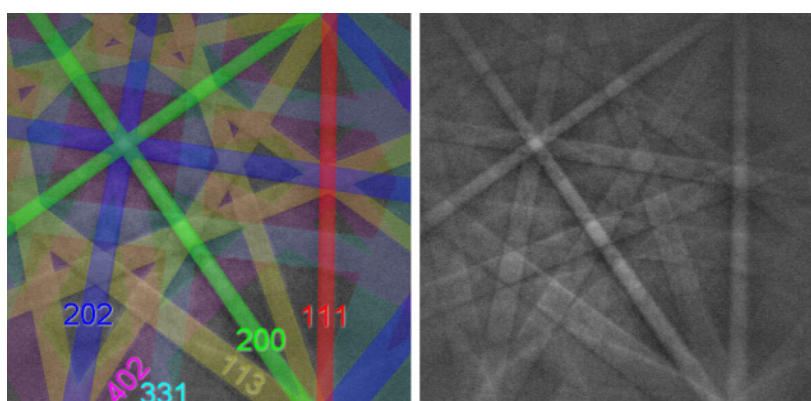


**Figura 6.1.** Configuración del EBSD, donde está representada la difracción del haz de electrones al incidir sobre un grano de cuarzo de una muestra dispuesta con una inclinación de  $70^\circ$  y la consiguiente génesis del patrón de electrones retrodispersados (EBSP). Cada plano cristalográfico genera dos conos de electrones difractados que definen una banda de Kikuchi cuya bisectriz corresponde a la orientación de dicho plano cristalográfico.

El EBSD es un instrumento que funciona acoplado a un microscopio electrónico de barrido. El fundamento de la técnica consiste en hacer incidir el haz de electrones de alta energía del microscopio electrónico de barrido sobre la muestra, que está inclinada  $70^\circ$  respecto a la perpendicular del haz de

electrones. Los electrones, al incidir en la muestra inclinada, interactúan con la estructura cristalina sufriendo difracciones según diferentes planos cristalográficos (Fig.6.1.). Tras la interacción con la muestra se genera un cono de electrones retrodispersados que es recogido con un detector. El detector es la cámara EBSD acoplada al microscopio electrónico; se trata de una pantalla de fósforo donde queda registrada la imagen que forman los electrones retrodispersados.

El haz de electrones puede producir distintos tipos de interacciones al incidir sobre la muestra. La interacción más sencilla consiste en una dispersión elástica, en la cual los electrones pierden sólo una pequeña cantidad de energía. Sin embargo, también pueden sufrir dispersiones no elásticas en las que pueden perder cantidades importantes de energía. La dispersión elástica produce variaciones en las trayectorias de los electrones incidentes de  $0^\circ$  a  $180^\circ$ , de forma que los electrones que pasen más cerca del núcleo tendrán un ángulo de dispersión mayor. El diámetro del haz de electrones que emite un microscopio electrónico de barrido ( $\approx 1\text{nm}$ ) es mayor que el espaciado atómico ( $\approx 0.1 - 0.3 \text{ nm}$ ) por lo que la interacción del haz de electrones con la muestra producirá una población de electrones retrodispersados con todas las trayectorias posibles. Considerando la difracción en dos dimensiones sólo existen cuatro trayectorias posibles que cumplen la ley de Bragg para la difracción de cada plano cristalino. En tres dimensiones cada plano cristalino genera dos conos de electrones difractados que cumplen la ley de Bragg. Aunque todos los planos cristalinos generan dos conos de electrones difractados, la intensidad de éstos depende de los átomos que intervienen en la difracción, por lo que algunos planos de la red cristalina dan lugar a difracciones de alta densidad mientras que otros dan lugar a difracciones débiles. El conjunto de bandas de electrones difractados (conocidas como bandas de *Kikuchi*) con distintas intensidades configuran la imagen que es recogida por la cámara de EBSD. La bisectriz de cada una de estas bandas corresponde a un plano de la red cristalina (García-Izquierdo, 2005).



**Figura 6.2.** Patrón de electrones retrodispersados (EBSP). La imagen de la derecha ha sido obtenida con la cámara de fósforo y corresponde a un EBSP natural. Tras la catalogación del patrón observado se han identificado las distintas familias de planos cristalográficos que generan bandas de *Kikuchi* las cuales están representadas con diferentes colores en la imagen de la izquierda.



Esta imagen se conoce como el patrón de electrones retrodispersados (EBSP: *Electron Back-Scatter Pattern*) y está caracterizada por la presencia de diferentes bandas de *Kikuchi*, cuya disposición y anchuras están condicionadas por la fase mineral que se analiza y por la orientación de su red cristalina (Prior et al., 1999).

Una vez obtenido el patrón de electrones retrodispersados (EBSP, se muestra un ejemplo en la Fig.6.2.), la imagen se registra en un ordenador. A continuación se procede de forma informatizada a la identificación de las bandas de *Kikuchi*. Una vez identificadas las bandas principales (normalmente con 5 o 6 es suficiente) se procede a la catalogación (*indexing*) del EBSP mediante la comparación con un catálogo de patrones posibles. Para facilitar este proceso se restringe previamente en el programa las fases minerales que podemos encontrar en la muestra. El programa debe conocer previamente para cada fase mineral seleccionada los parámetros de la celda unidad, la simetría del cristal y una base de datos de los reflectores cristalográficos que presenta el mineral que darán lugar a bandas en el EBSP. Una vez catalogado el dato de orientación cristalográfica se guardan los siguientes datos: la fase mineral de que se trata, los tres ángulos Euler ( $\phi_1$ ,  $\phi$ ,  $\phi_2$ ) que definen la orientación de la red cristalina respecto del sistema de referencia estructural de la muestra (X,Y,Z) y un parámetro denominado MAD que es una medida indicativa de la adecuación de la solución encontrada respecto al patrón de electrones retrodispersados observado. Antes de comenzar la toma de medidas se establece un valor máximo admisible del parámetro MAD a partir del cual la solución es rechazada por considerarse que presenta una alta probabilidad de ser errónea.

Lo que da realmente una ventaja enorme al EBSD, frente a las técnicas clásicas de toma de datos de orientación cristalográfica que utilizan la platina universal, es la enorme rapidez de la técnica, dado que todo el proceso descrito hasta ahora se realiza de forma totalmente automática en tan solo una fracción de segundo. A continuación se mueve levemente el haz de electrones a un punto adyacente (normalmente entre 3 a 10 micras dependiendo del tamaño de grano de la muestra) y se repite el proceso de medida.

Una vez obtenido un número representativo de datos de una muestra, el programa permite el análisis de los mismos de múltiples formas. Se pueden realizar diagramas de proyección estereográfica donde se representan las orientaciones cristalinicas de los minerales respecto del patrón de referencia estructural de la muestra. Estos diagramas se pueden realizar para cualquier elemento cristalográfico de la red cristalina que se requiera. También se pueden realizar diagramas de polos inversos en donde el sistema de referencia es la red cristalina y sobre ella se representa la orientación de un eje estructural que se elija. También se pueden realizar mapas de la muestra donde las orientaciones cristalográficas se representan mediante distintos colores. El programa también permite realizar una comparación entre las orientaciones cristalográficas medidas en puntos adyacentes, cuantificando el ángulo que forman las redes cristalinicas de cada par de medidas contiguas. De este modo se pueden reconstruir bordes de grano y de subgrano y realizar los mapas resultantes, determinando previamente a partir de qué ángulo entre

las redes cristalinas contiguas se considera que se ha atravesado un borde de subgrano o un borde de grano. Este análisis de los bordes de grano resulta muy útil dado que permite la separación del total de los datos en distintas familias clasificadas por el tamaño de grano. De dichas familias de granos se puede obtener a continuación proyecciones estereográficas separadas según el tipo de grano.



**Figura 6.3..** Microscopio electrónico de barrido Phillips XL30CP con un detector EBSD HKL perteneciente a la School of Geosciences de la Universidad de Edimburgo donde se realizaron las medidas de orientaciones cristalográficas que se presentan en la tesis.

Las medidas con EBSD se realizaron en la School of Geosciences de la Universidad de Edimburgo. El microscopio electrónico de barrido utilizado es un modelo Phillips XL30CP que tiene incorporada una cámara EBSD con pantalla de fósforo de la compañía HKL (Fig.6.3.). Los datos de orientación cristalográfica han sido tratados con el software HKL Channel 5.

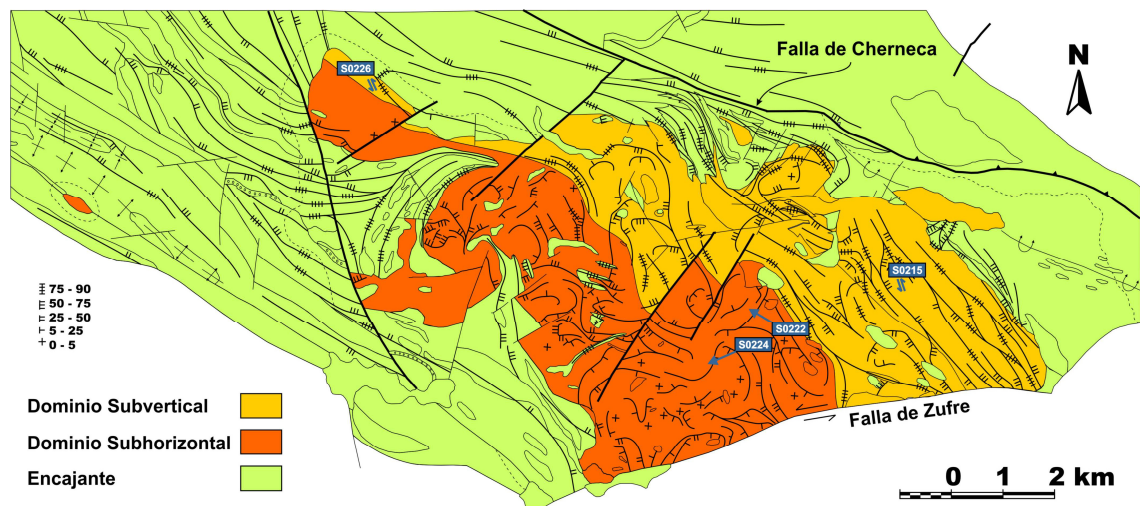
### **6.3. RESULTADOS DE PETROFÁBRICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS**

Como principal facies del Complejo Ígneo de Santa Olalla fueron recogidas cuatro muestras de las tonalitas y cuarzodioritas del stock de Santa Olalla, en las que fueron medidas las OCPs de cada uno de los minerales principales. De las muestras analizadas mediante EBSD, dos pertenecían a el dominio de las foliaciones subverticales (SO215 y SO226) y dos al dominio de las foliaciones subhorizontales (SO222 y SO224), cuyas localizaciones se muestran en la Fig.6.4. Las fases minerales principales (labradorita, biotita, hornblenda y cuarzo) fueron analizadas en cada muestra.

En la toma de datos se han tenido en cuenta las siguientes consideraciones:

1) Aunque el EBSD permite realizar mapas de orientaciones cristalográficas de forma automática, tomando medidas en una malla de paso regular previamente establecida, esta opción fue rechazada por dos motivos principales. Por un lado, el elevado número de minerales (4 fases) a reconocer automáticamente reducía de forma drástica la precisión y calidad de los datos. Mientras que, por otro lado, el tamaño de grano grueso de las muestras obligaba a realizar mapas de orientaciones en superficies muy grandes de la lámina para tener un número de granos de la muestra lo suficientemente representativo como para obtener la información de la textura de la roca, lo que complicaba la

configuración de una toma de medidas automática, que está restringida a superficies pequeñas. Por estas dificultades de índole técnica se decidió realizar una toma de datos manual que mejoró considerablemente la calidad de los datos. La toma de medidas manual permite analizar de forma individual cada medida comprobando que el reconocimiento de la fase mineral era correcto así como el indexado de las bandas de Kikuchi según los patrones de difracción de electrones retrodispersados (EBSP: Electron Back-Scattering Pattern). De este modo se llevó a cabo un mapa de orientaciones de los granos de toda la lámina, tomando al menos un dato de cada grano mineral; en el caso de los más grandes fue tomado más de uno con objeto de detectar posibles rotaciones de la red cristalina; este procedimiento proporcionó datos de gran calidad que fueron representados en proyecciones estereográficas con el objeto de estudiar las texturas de estas rocas.



**Figura 6.4.** Localización de las muestras en las que se realizó el estudio de petrofábrica, en el mapa estructural del Complejo Ígneo de Santa Olalla. En las muestras pertenecientes al dominio estructural subvertical se ha indicado el sentido de movimiento que proporciona la imbricación de las plagioclasas mediante flechas azules. En las muestras del dominio estructural subhorizontal se muestran mediante flechas azules las direcciones de flujo del magma obtenidas gracias a la imbricación de las plagioclasas y las biotitas.

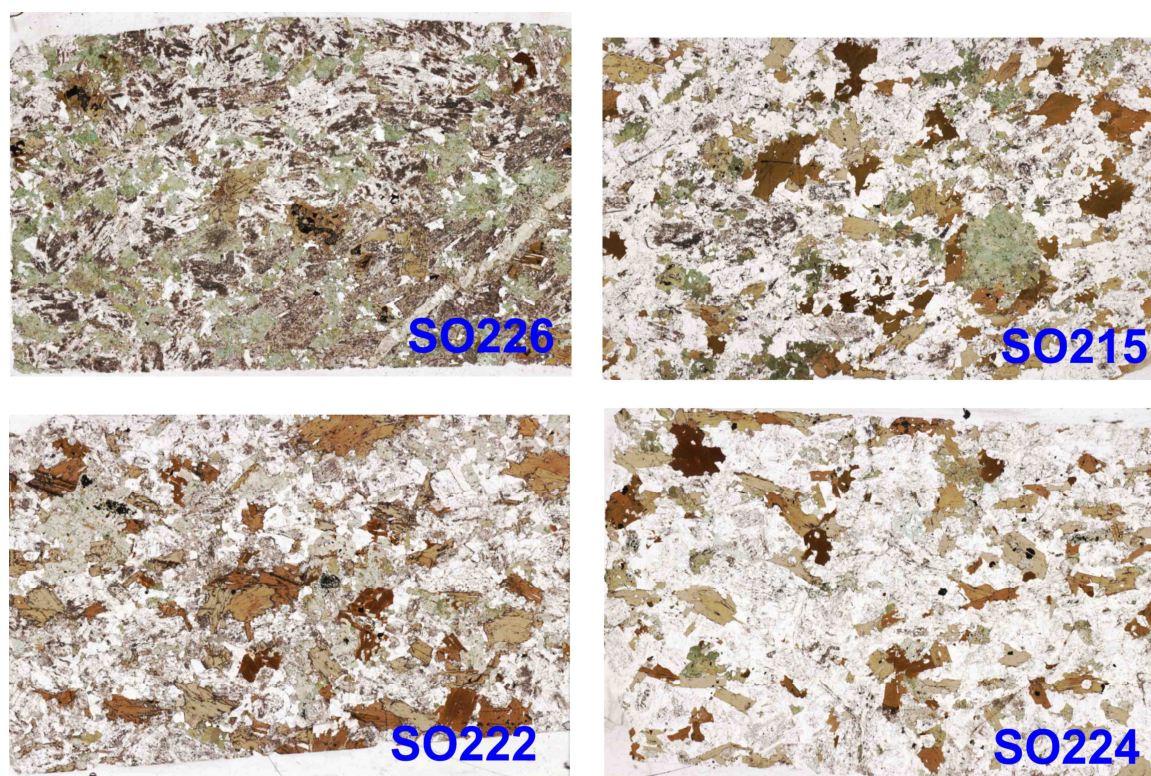
2) El estudio de la microfábrica aconseja cortar las muestras perpendicularmente a la foliación y paralelamente a la lineación. Todas las muestras fueron cortadas perpendicularmente a la foliación, pero como no resulta evidente una lineación a mesoescala (de hecho, a posteriori, se ha evidenciado inexistente en casi todos los casos), se ha optado por el siguiente criterio: las muestras con foliaciones verticales fueron cortadas con planos horizontales, mientras que las muestras del dominio subhorizontal fueron cortadas con planos verticales cuyas direcciones están indicadas en la Fig.6.8..

El sistema de coordenadas empleado es el usual en estudios de petrofábrica, el eje Z es perpendicular a la foliación macroscópica y se sitúa en una dirección N-S en los diagramas, el eje X se sitúa según una orientación E-O en los diagramas, y dado que no se observa una lineación macroscópica, este eje corresponde con la intersección de la foliación y el plano de corte de la muestra

(indicado anteriormente). El eje Y se sitúa perpendicularmente a la hoja y es el polo del plano de corte de la lámina.

### **6.3.1 Microestructuras**

Las láminas delgadas que fueron analizadas con EBSD aparecen escaneadas en toda su superficie con luz transmitida en la Fig.6.5. Si bien a escala de afloramiento la foliación magmática resulta evidente, dado el grano grueso de la roca, en lámina delgada esta foliación se aprecia con más dificultad. Resulta más clara en la muestras del dominio subhorizontal (SO222 y SO224) donde las biotitas están mejor orientadas. Las plagioclasas están fuertemente orientadas en todas las muestras aunque resulte difícil apreciar los contornos de los distintos cristales con luz transmitida.



**Figura 6.5.** Microestructura de las láminas completas que fueron analizadas con EBSD. Las imágenes están tomadas con luz transmitida. En la figura todas están dispuestas con la foliación y lineación paralelas a la horizontal.

La orientación de los minerales en estado magmático tiene siempre una dispersión mucho mayor de las orientaciones de los cristales, tanto de forma como cristalográficas, que en el caso de la deformación subsolidus. Las muestras tienen todas una composición tonalítica excepto SO226 que es una cuarzdiorita que presenta mucha más hornblenda y además un grado de alteración significativo.

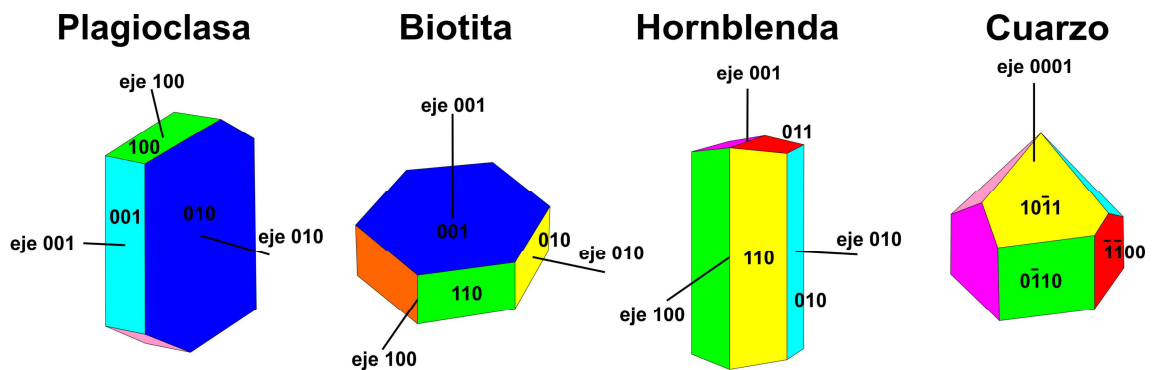
En la muestra SO224 se aprecian bien las morfologías euhedrales de las plagioclasas y las biotitas mientras que la hornblenda y el cuarzo aparece de forma intersticial con texturas poiquilíticas. La secuencia de cristalización que se puede deducir de las texturas ígneas que se aprecian en lámina



delgada es: primero cristaliza la plagioclasa dando lugar a las morfologías más euhedrales, en ocasiones con texturas de fase cúmulus, a continuación la biotita también con formas euhedrales, en tercer lugar la hornblenda que presenta normalmente formas anhedrales, que en ocasiones tienen carácter poiquilítico y finalmente el cuarzo que aparece rellenando los últimos huecos siempre con formas anhedrales y texturas poiquilíticas. Más adelante se confirma esta secuencia con las OCPs, dado que conforme avanza la secuencia de cristalización los minerales tienen una menor contribución a la fábrica ígnea.

### 6.3.2. Petrofábrica del dominio de foliaciones subverticales

Las muestras donde se ha llevado a cabo el estudio de orientaciones cristalográficas pertenecientes al dominio estructural subvertical son SO226 y SO215; y las OCP de estas muestras para la plagioclasa, la biotita, la hornblenda y el cuarzo se muestran en la Fig.6.8. y 6.9.

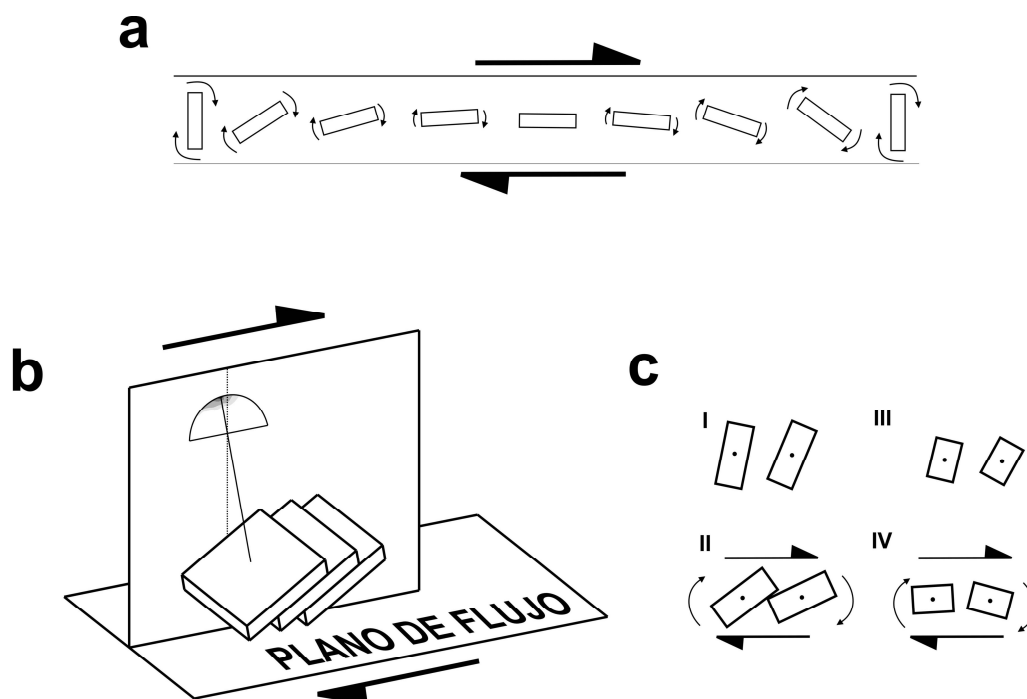


**Figura 6.6.** Morfologías típicas de los minerales que han sido analizados mediante EBSD. Las orientaciones cristalográficas más importantes están indicadas. En azul oscuro aparecen las caras con mayor crecimiento de la plagioclasa y la biotita que definen la foliación magmática, que son respectivamente la 010 y la 001.

#### 6.3.2.1. La plagioclasa

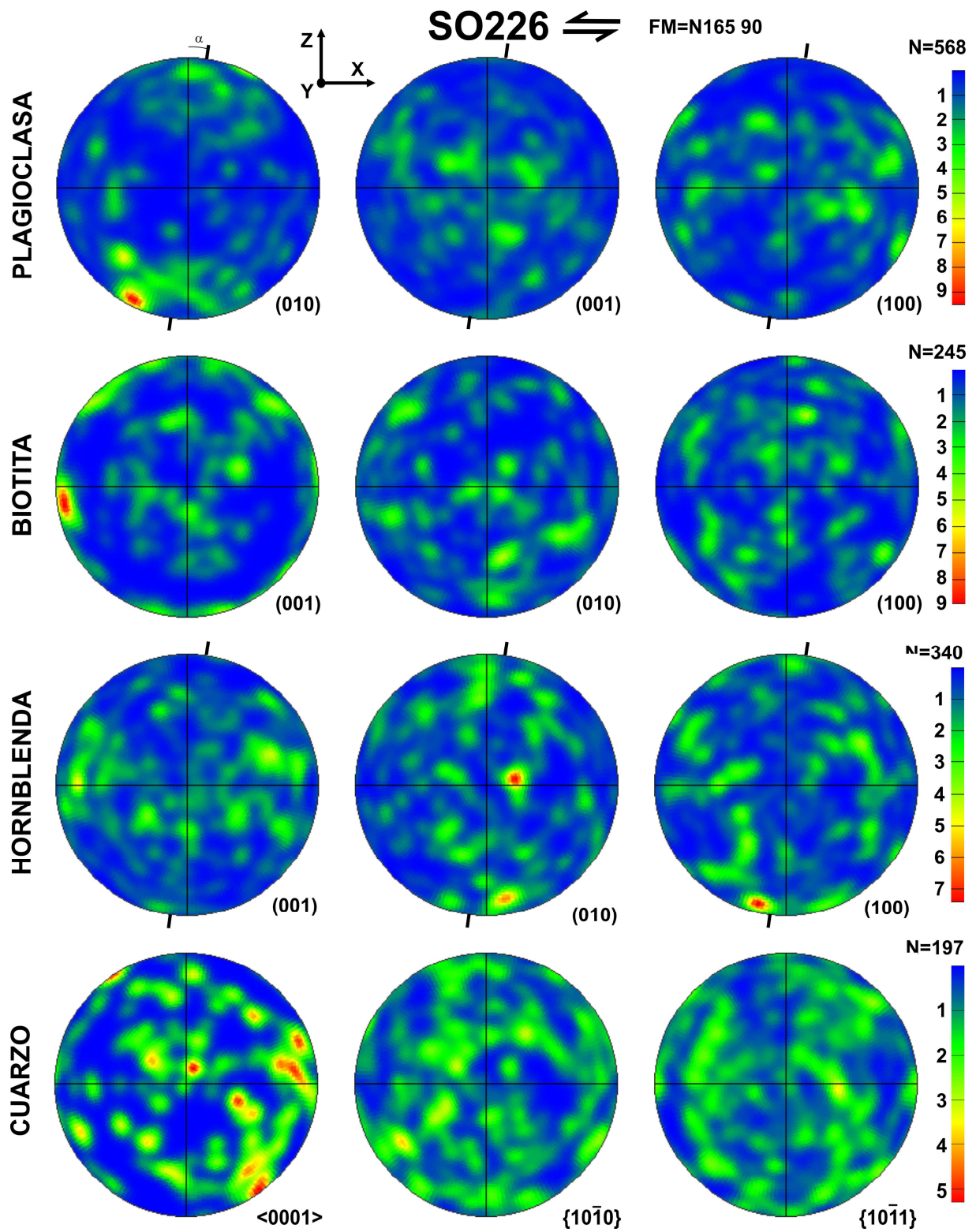
Las fábricas definidas por la orientación preferente de las plagioclasas pertenecientes al dominio estructural subvertical están caracterizadas por foliaciones magmáticas definidas por las caras 010, lo que corrobora las observaciones de campo realizadas (ver capítulo 4). El hábito de la plagioclasa cuando crece libremente en un líquido desarrolla morfologías tabulares, donde la cara que presenta un mayor crecimiento es la 010 (Fig.6.6.). De este modo, cuando las plagioclasas están orientadas definiendo el plano de foliación en la roca presentan un paralelismo en las orientaciones de las caras 010 contenidas dentro del plano de foliación, que se traduce en un máximo de 010 en la OCP situado en el polo de la foliación magmática de la roca. Sin embargo, si observamos en detalle la distribución de los polos 010 observamos que son ligeramente asimétricos al plano de foliación macroscópico (están un poco desplazados respecto a la dirección Z) (Fig.6.8. y 6.9.) lo que implica un cierto grado de imbricación de los cristales de plagioclasa (Blumenfeld, 1983; Blumenfeld y Bouchez, 1988; Ildefonse et al., 1992; Arbaret et al., 1996). Esta disposición imbricada de los cristales de plagioclasa, que son los más

abundantes en ambas muestras y generan la fábrica planar principal de la roca, puede ser interpretada como originada por un régimen de deformación por cizalla simple sinistral con una dirección de movimiento horizontal durante el proceso de generación de la foliación vertical (Fig.6.7.).



**Figura 6.7.** Representaciones esquemáticas de minerales rotando dentro de un magma sometido a un flujo de cizalla simple. a) Rotación de una partícula en un flujo de cizalla simple; la velocidad de rotación es mayor cuando el mineral está orientado perpendicularmente a la dirección de flujo y se reduce cuando se dispone paralelamente al flujo. b) Imbricación de cristales con geometría tabular sometidos a un flujo de cizalla simple; se puede apreciar como la orientación cristalográfica preferente de los polos de la cara más desarrollada de los cristales forma un ángulo con respecto al polo del plano de flujo; la orientación de dicho ángulo es un indicador cinemático del sentido de movimiento de la cizalla. c) Diferencias en la rotación de minerales con distintas geometrías sometidos a cizalla con orientaciones iniciales equivalentes. Los minerales de I y II son más alargados por lo que interactúan generando una imbricación indicativa del sentido de movimiento, mientras que minerales menos alargados de III y IV tienen libertad para continuar rotando, por lo que no son buenos indicadores cinemáticos. Modificada de Benn y Allard (1989).

Los polos de los planos 001 y 100 se disponen perpendicularmente al máximo de 010, formando una guirnalda que está incluida en el plano de foliación (XY). En el caso de que la roca presentara una fábrica planolinear con una foliación y una lineación, la distribución de los ejes 001 y 100 no sería una guirnalda sino que daría lugar a dos máximos perpendiculares indicando la presencia de una lineación mineral definida por la orientación de las plagioclasas. Como éste no es el caso, resulta evidente que se trata de muestras en las que la subfábrica de la plagioclasa (que es la principal fábrica de la roca) no presenta lineación y por lo tanto describe fábricas exclusivamente planares. En el caso de la plagioclasa, dada la longitud similar de los ejes 001 y 100, la deformación necesaria para obtener una lineación debe ser muy intensa, condición que no se ha alcanzado en estas muestras.



**Figura 6.8.** OCPs de la muestra SO226 del dominio estructural subvertical para la plagioclasa, la biotita, la hornblenda y el cuarzo. El ángulo de imbricación de los cristales de plagioclasa,  $\alpha$ , está indicado. N indica el número de medidas de orientación cristalográfica realizadas mediante EBSD. Proyección equiareal en el hemisferio inferior.

#### *6.3.2.2. La biotita*

La primera característica que salta a la vista al comparar las OCPs de la biotita y la plagioclasa es que la subfábrica de la biotita tiene una mayor dispersión que la de la plagioclasa, si bien no es completamente aleatoria. Mientras que la plagioclasa consta de granos gruesos, la biotita tiene un menor tamaño de grano localizado intersticialmente entre los granos de plagioclasa, lo que indica que, durante la formación de la fábrica, las biotitas han interactuado necesariamente con los cristales de plagioclasa. Esta diferencia en el tamaño de grano es un motivo fundamental por el cual las biotitas no presentan la misma OCP que las plagioclasas.

Los cristales de biotita presentan también un hábito planar que se produce al crecer significativamente más rápido la cara 001 (Fig.6.6.) durante la cristalización libre en un fundido. Con respecto a los ejes 100 y 010 presentan desarrollos parecidos, lo que le confiere a la biotita una morfología básicamente planar.

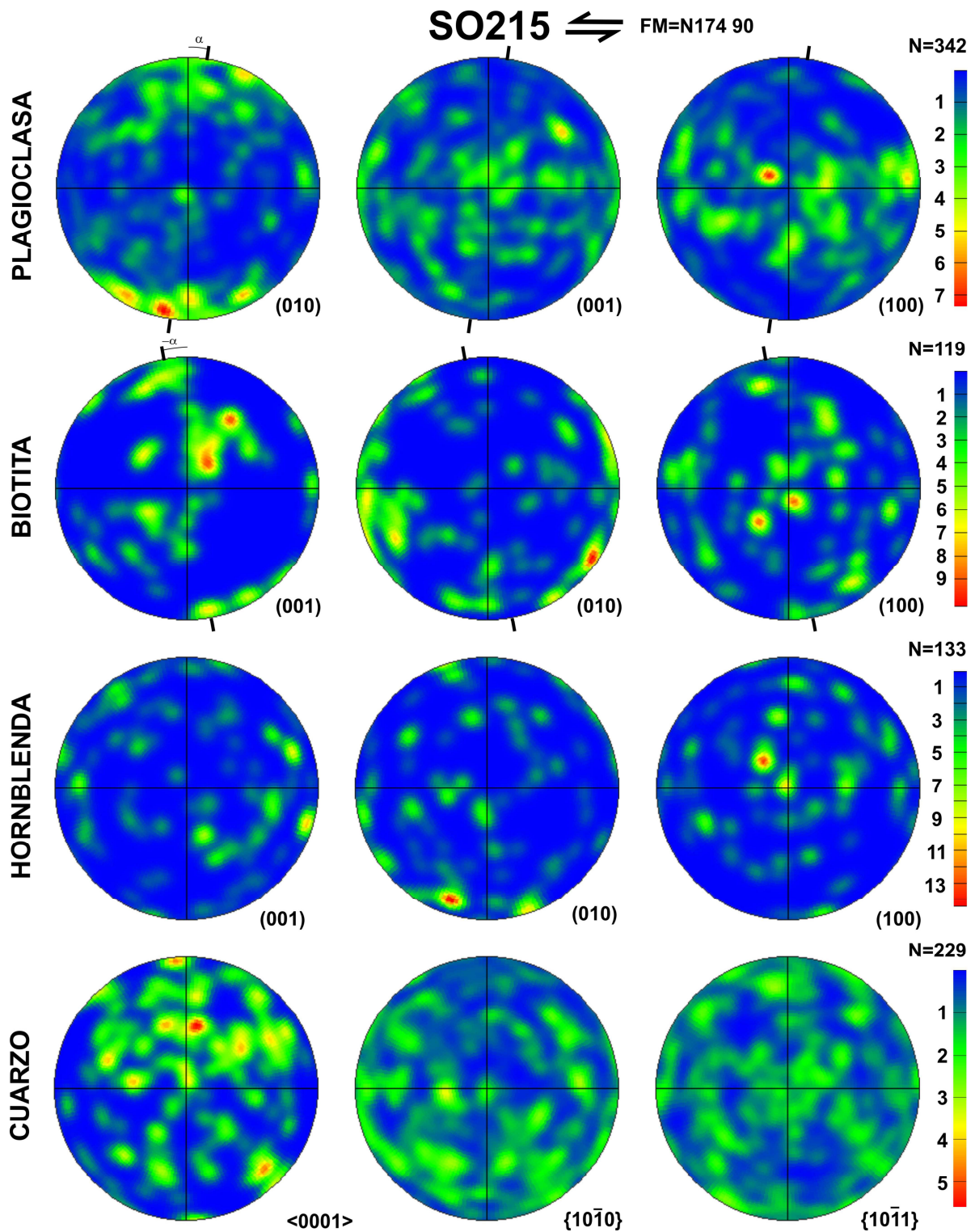
La OCP de la biotita es compleja. Los polos 001 (Fig.6.8. y 6.9.), que definen su hábito planar están distribuidos en una guirnalda según el plano XZ (esta distribución es especialmente clara en la muestra SO226, Fig.6.8.). Completa el patrón de los polos 001 de la biotita un máximo disperso en torno al eje Y. Estas concentraciones de polos 001 en torno al eje Y parecen describir una guirnalda menor entorno a dicho eje, que es especialmente clara en la muestra SO226 (Fig.6.8.).

Si consideramos que prácticamente el desarrollo cristalográfico de los ejes 100 y 010 es equivalente (Fig.6.6.), no es esperable una orientación preferente debida a esfuerzos durante la cristalización entre estos dos ejes que, en consecuencia, pueden estar localizados aleatoriamente en una guirnalda perpendicular a cada máximo menor de los polos 001. Considerando la compleja distribución espacial de los ejes 001 de la biotita en las rocas, y las observaciones previas, no resulta sorprendente encontrar distribuciones completamente aleatorias para los ejes perpendiculares 100 y 010 (Fig.6.8. y 6.9.).

#### *6.3.2.3. La hornblenda y el cuarzo*

Las OCPs de la hornblenda difieren en las dos muestras del dominio estructural subvertical, SO226 (Fig.6.8.) y SO215 (Fig.6.9.). La muestra SO215 es una tonalita con una pequeña proporción de hornblenda, que parece haber cristalizado tardíamente. Por este motivo presenta una OCP aleatoria (Fig.6.9.) de este mineral. Además, muestra texturas poiquilíticas que son apreciables en lámina delgada y que son aún más evidentes cuando se realiza la toma de los datos de orientación cristalográfica mediante EBSD, donde se observa que, atravesando diferentes fases minerales las medidas sobre hornblendas mantienen la orientación cristalográfica invariable en grandes áreas de la lámina.





**Figura 6.9.** OCPs de la muestra SO215 del dominio estructural subvertical para la plagioclasa, la biotita, la hornblenda y el cuarzo. El ángulo de imbricación de los cristales ( $\alpha$ ) de la plagioclasa y la biotita (el primero positivo y el segundo negativo) están indicados. N indica el número de medidas de orientación cristalográfica realizadas mediante EBSD. Proyección equiareal en el hemisferio inferior.

Todo esto indica que la hornblenda en la muestra SO215 se formó tardíamente rellenando huecos, cuando los minerales principales es decir la plagioclasa y la biotita ya habían cristalizado y habían podido orientarse frente a la acción de los esfuerzos, al crecer libremente inmersos en un fundido. En cambio la muestra SO226 tiene una composición más primitiva, se trata de una cuarzodiorita rica en hornblenda. En esta muestra la OCP de la hornblenda no es completamente aleatoria sino que ha sido suavemente orientada en estado magmático. Se puede apreciar cómo los ejes 001 de la hornblenda (Fig.6.6.), que corresponden al eje largo que define su hábito elongado, están distribuidos según una guirnalda (con un grado de dispersión considerable) contenida en el plano de foliación XY (Fig.6.8.). Esta muestra (SO226), a diferencia de la muestra SO215, presenta una suave orientación de las hornblendas lo que parece estar controlado por la composición más primitiva de SO226 frente a SO215. Esto es fácilmente explicable si consideramos que en la muestra más primitiva (SO226, cuarzodiorita) comenzó a cristalizar una importante cantidad de hornblenda en etapas intermedias de la secuencia de cristalización, cuando quedaba todavía una cantidad importante de fundido, lo que permitió que se orientara parcialmente; mientras que la escasa hornblenda de la muestra SO215 más diferenciada (tonalita) cristalizó en una posición muy tardía de la secuencia lo que impidió su orientación en estado magmático.

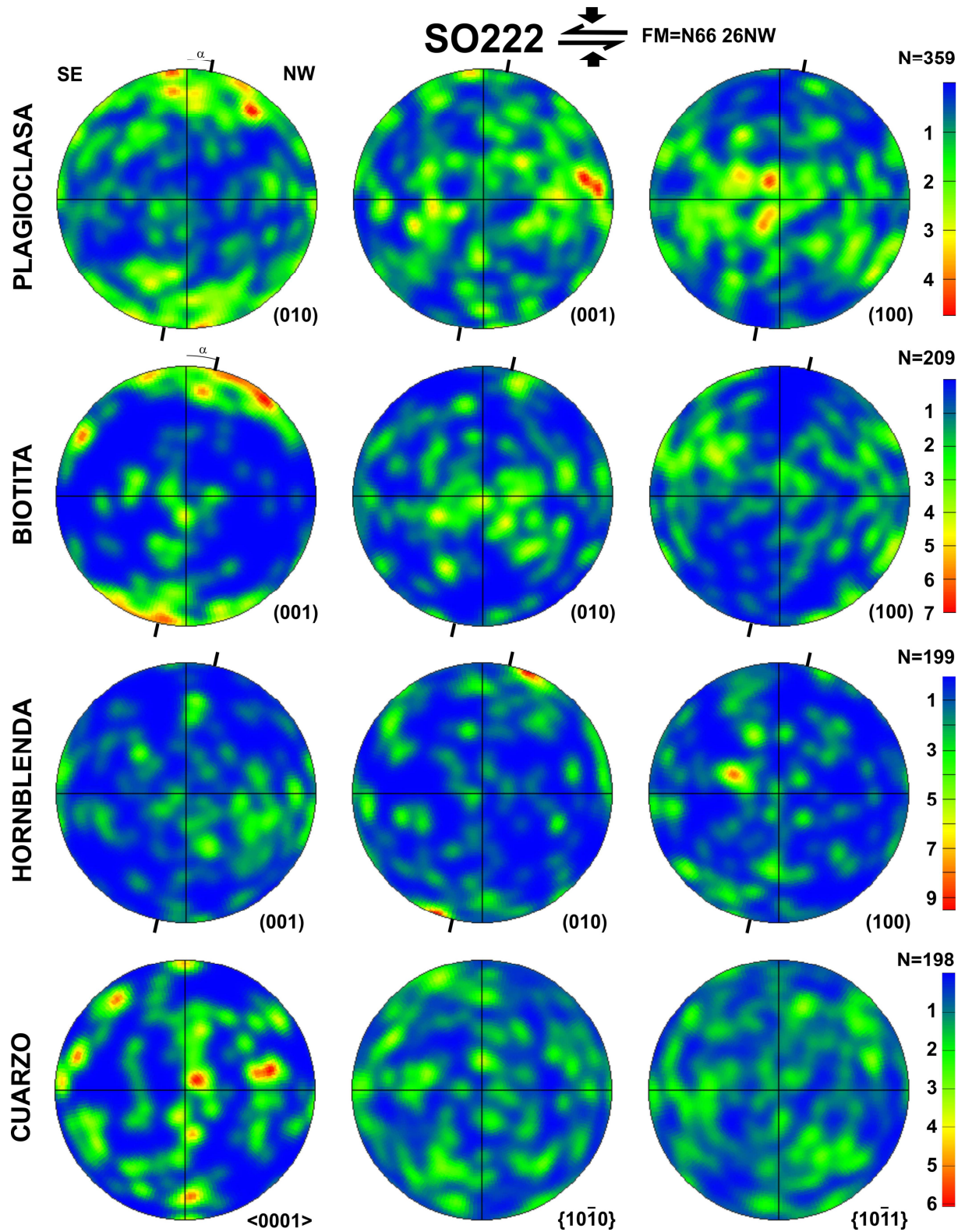
El cuarzo es el último mineral en cristalizar, por lo que se encuentra en ambas muestras (SO226 y SO215) rellenando los huecos con morfologías anhedrales y texturas poiquilíticas. En consecuencia sus OCPs son completamente aleatorias (Fig.6.8. y 6.9.).

### ***6.3.3. Petrofábrica del dominio de foliaciones subhorizontales***

Las muestras en donde se ha llevado a cabo el estudio de orientaciones cristalográficas pertenecientes al dominio estructural subvertical son SO222 y SO224 y las OCP de estas muestras para la plagioclasa, la biotita, la hornblenda y el cuarzo se muestran en la Fig.6.10. y 6.11., respectivamente.

#### ***6.3.3.1. La plagioclasa***

Las plagioclasas de las muestras del dominio estructural subhorizontal presentan OCPs similares a las anteriormente descritas en las muestras del dominio estructural subvertical. Los polos 010 (correspondientes a los planos con mayor desarrollo en las plagioclasas, Fig.6.6.) definen con claridad la foliación macroscópica que se ha observado en el campo, con la que se realizó el análisis estructural de todo el complejo.



**Figura 6.10.** OCPs de la muestra SO222 del dominio estructural subhorizontal para la plagioclasa, la biotita, la hornblenda y el cuarzo. Los ángulos de imbricación de los cristales ( $\alpha$ ) de la plagioclasa y la biotita están indicados. N indica el número de medidas de orientación cristalográfica realizadas mediante EBSD. Proyección equiareal en el hemisferio inferior.

Los polos 010 de la plagioclasa están localizados en la dirección Z (perpendiculares al plano de foliación XY) en ambas muestras (Fig.6.10. y 6.11.). Sin embargo observando con detalle la distribución de los polos 010, se puede apreciar que la OCP es también en este caso levemente asimétrica con respecto al plano de foliación observado macroscópicamente. Esta distribución asimétrica indica un grado de imbricación de las plagioclasas durante la formación de la fábrica. Al igual que en el caso del dominio subvertical, en el dominio subhorizontal esta imbricación puede ser interpretada como originada por una deformación en régimen de cizalla simple que indicaría los siguientes sentidos de movimiento: en la muestra SO222 el techo se desplazaría hacia el SE (Fig.6.10.) y en la muestra SO224 hacia el NE (Fig.6.11.).

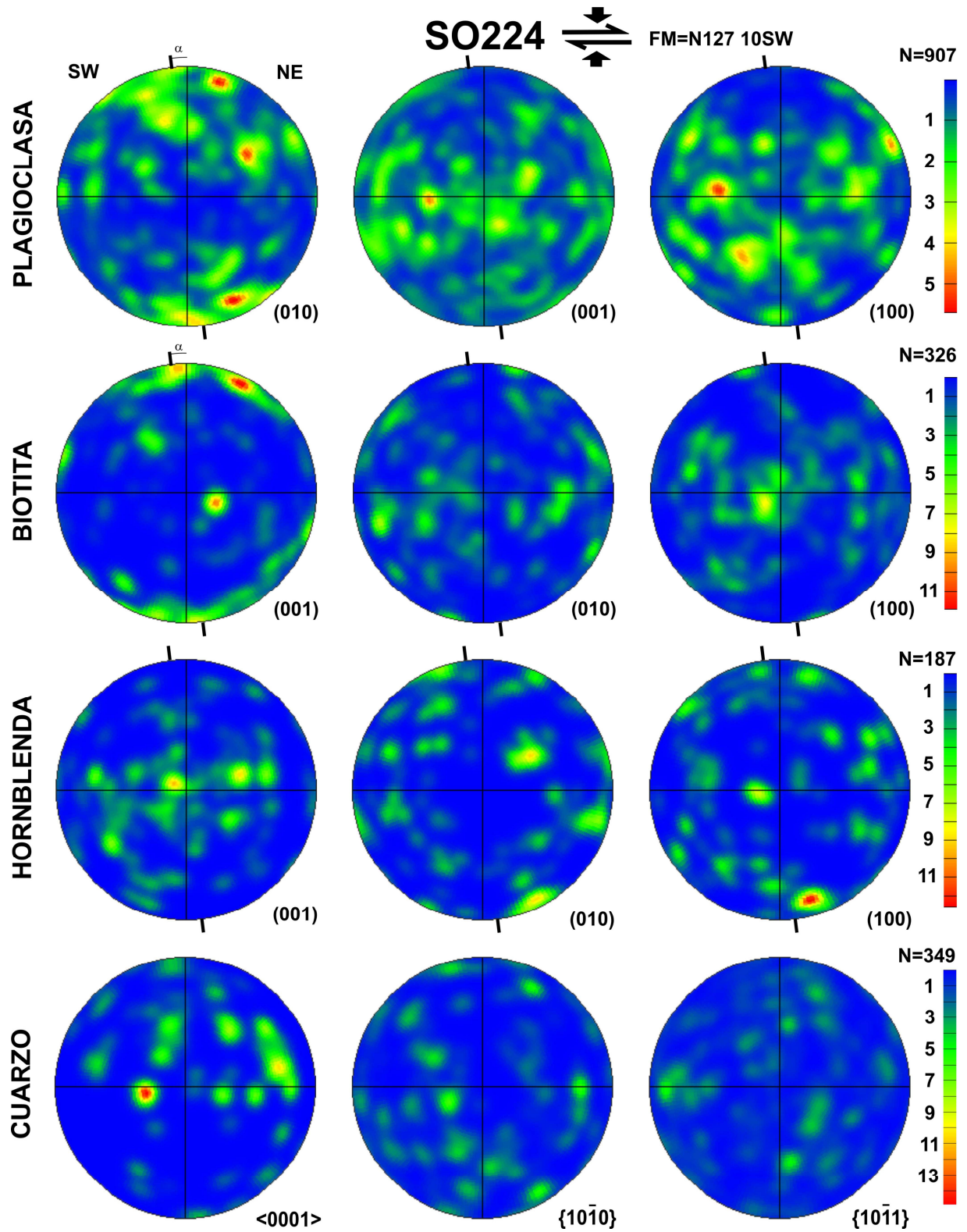
Las OCPs de los ejes 001 y 100 de la plagioclasa en el dominio estructural subhorizontal presentan distribuciones un poco más aleatorias que las de las muestras del dominio estructural subvertical, especialmente los ejes 001 de la muestra SO222 (Fig.6.10.). Aunque son más difusas las OCPs de los ejes 001 y 100, se pueden apreciar guirnalda perpendicular al máximo de 010. Esto indica que tampoco en estas muestras la subfábrica de la plagioclasa (que define la principal fábrica de la roca a escala macro y microscópica) tiene un carácter planolinear al carecer de lineación mineral; la fábrica está por lo tanto definida por elipsoides oblatos.

#### *6.3.3.2. La biotita*

Si bien las texturas (OCPs) de la plagioclasa son similares en los dominios estructurales subvertical y subhorizontal, definiendo una fábrica planar caracterizada por una foliación magmática que presenta una cierta imbricación de los cristales, en cambio las texturas de la biotita difieren sustancialmente entre ambos dominios, indicando que la génesis de la fábrica ha sido significativamente distinta en un dominio estructural respecto al otro.

Los polos de los planos 001 (que son los que presentan mayor desarrollo en el crecimiento de los cristales de biotita, Fig.6.6.) están distribuidos de forma similar a los polos de los planos 010 de la plagioclasa en ambas muestras (Fig.6.10. y 6.11.) es decir según la dirección Z. De modo que se puede decir que en este caso la biotita tiene una fábrica coherente con la de la plagioclasa, y que la orientación de ambos minerales define claramente la foliación macroscópica que se observa en el dominio subhorizontal. Observando en detalle las OCPs de los polos 001 también se observa un cierto grado de imbricación de los cristales de biotita en la misma dirección en que se apreciaba para los polos 010 de la plagioclasa, por lo que proporcionan los mismos sentidos de movimiento indicados en el apartado anterior. La imbricación de las placas de biotita es especialmente evidente en la muestra SO222 (OCP de los polos 001 en la Fig.6.10.).





**Figura 6.11.** OCPs de la muestra SO224 del dominio estructural subhorizontal para la plagioclasa, la biotita, la hornblenda y el cuarzo. Los ángulos de imbricación de los cristales ( $\alpha$ ) de la plagioclasa y la biotita están indicados. N indica el número de medidas de orientación cristalográfica realizadas mediante EBSD. Proyección equiareal en el hemisferio inferior.

Las OCPs de los polos 100 y 010 de la biotita definen guirnaldas en las posiciones perpendiculares al máximo definido por los polos 001 (Fig.6.10. y 6.11.). Esto vuelve a ser indicativo de la ausencia de una lineación mineral definida por la orientación de las biotitas, que por otro lado es un mineral que dadas sus características morfológicas (desarrollo similar de los ejes 100 y 010, ver la Fig.6.6.) una vez orientado planarmente según una foliación (perpendicular a 001) es difícil que además se oriente definiendo una lineación, dado que se necesitarían deformaciones muy intensas.

#### *6.3.3.3. La hornblenda y el cuarzo*

La dimensión más larga de los prismas de hornblenda corresponde a los ejes 001 de dicho mineral, mientras que los ejes 010 y 100 tienen un crecimiento mucho más limitado (Fig.6.6.). En las muestras del dominio estructural subhorizontal se aprecia que los ejes largos de los prismas de hornblenda (001) están contenidos dentro del plano de foliación dando lugar a una guirnalda ancha (Fig.6.10. y 6.11.) que es perpendicular a los máximos definidos por los polos 010 de la plagioclasa y los polos 001 de la biotita.

Aunque las distribuciones son bastante difusas, lo que indica una posición tardía de la hornblenda dentro de la secuencia de cristalización, la realidad es que cuando comenzó a cristalizar la hornblenda en estas muestras, existía todavía una proporción suficiente de fundido que permitió una cierta orientación de este mineral en estado magmático. Analizadas en detalle las OCPs de la hornblenda de las muestras SO222 y SO224 no son completamente equivalentes. Mientras SO222 presenta simplemente la guirnalda contenida en el plano de foliación que se ha indicado previamente (Fig.6.10.), la muestra SO224 tiene dentro de dicha guirnalda un máximo difuso en la dirección Y (Fig.6.11.).

Los ejes 010 y 100 con longitudes cortas perpendiculares al eje del prisma (001) en la morfología de la hornblenda muestran distribuciones perpendiculares a los máximos de 001. De este modo SO222 presenta distribuciones para 010 y 100 aleatorias obtenidas de las infinitas posiciones perpendiculares a la guirnalda de 001 contenida en el plano de foliación (Fig.6.10.). Mientras que la muestra SO224 muestra una guirnalda en el plano XZ para los ejes 010 y 100 consecuencia de las posiciones perpendiculares al máximo de 001 según Y.

Las distribuciones cristalográficas aleatorias de los ejes c del cuarzo ( $\langle 0001 \rangle$ ) muestran que es el último mineral en cristalizar rellenando los huecos con texturas poiquilíticas, al igual que los resultados obtenidos para el dominio estructural subvertical.

### **6.4. DISCUSIÓN**

El significado estructural de ambos dominios, el subvertical y el subhorizontal, ha sido ampliamente discutido en el capítulo sobre la estructura general del Complejo Ígneo de Santa Olalla y por Romeo et al. (2006b). La modelización gravimétrica ha servido para investigar la geometría en profundidad del complejo, habiéndose obtenido una morfología tabular subhorizontal que se enraiza

hacia el margen NE en contacto con la falla de Cherneca, que ha sido interpretada como el conducto por el cual han ascendido los magmas.

Los mecanismos propuestos tras el análisis estructural del complejo para la generación de los dos dominios estructurales son:

-1) El dominio estructural subhorizontal, que muestra foliaciones paralelas a los contactos superior e inferior de la intrusión, se pudo generar a causa del flujo magmático durante el emplazamiento produciéndose un arrastre contra las paredes del encajante, lo que daría lugar a un régimen de deformación por cizalla simple con sentidos de movimiento contrarios en el contacto superior e inferior de la lámina.

-2) Otra posibilidad, que no está completamente descartada, es que el dominio subhorizontal se pudo generar a causa de un proceso de filtrado por presión durante la migración hacia el interior de un frente concéntrico de cristalización (Paterson et al. 1998); si bien, como ya ha sido indicado en el capítulo 4, esta hipótesis parece estar en contradicción con el hecho de que el dominio subhorizontal aparece cortado por corredores con foliaciones subverticales cuyas fábricas también se han formado en un estado magmático, lo que indica que el dominio subhorizontal no se habría orientado durante un proceso de cristalización.

3) El dominio estructural subvertical, desarrollado paralelamente a la falla de Cherneca, que aparece cortando al dominio subhorizontal y que además presenta estructuras tipo S-C sinestrales a escala kilométrica se considera que ha podido ser originado por esfuerzos tectónicos externos durante el emplazamiento varisco del complejo, consistente en una tectónica transpresiva sinistral.

Considerando las hipótesis arriba mencionadas se procederá a discutir los resultados de petrofábrica de ambos dominios obtenidos mediante EBSD.

La relación entre las subfábricas de cada fase mineral que ha podido ser desentrañada gracias al uso del EBSD dentro de una misma muestra es compleja. La plagioclasa y la biotita son las dos fases minerales que juegan un papel fundamental durante la generación de la fábrica ígnea. La hornblenda tiene un papel secundario, que puede ser más importante en las muestras más máficas (cuarzodioritas) donde su cristalización comienza antes y es más abundante. Por último el cuarzo es la fase mineral que cristaliza siempre al final y que, por lo tanto, sólo rellena huecos, sin tener posibilidades de orientarse en estado magmático debido a la casi ausencia total de fundido cuando se forma. Esta relación de importancia decreciente de las distintas fases minerales en la formación de la fábrica conforme progresa la secuencia de cristalización, es lógica si tenemos en cuenta la proporción decreciente de fundido y el aumento paulatino de las interacciones entre los cristales, procesos ambos intrínsecos a la cristalización, que impiden la orientación preferente de las últimas fases que se generan.

Pero las relaciones encontradas entre las subfábricas de la plagioclasa y la biotita que son muy distintas entre el dominio subvertical y el dominio subhorizontal no pueden explicarse simplemente con la secuencia de cristalización. El dominio estructural subhorizontal presenta un paralelismo muy significativo en las fábricas de ambos minerales, mientras que en el dominio estructural subvertical tienen subfábricas muy diferentes.

#### ***6.4.1. Origen de las fábricas del dominio subvertical***

El dominio estructural subvertical muestra una foliación macroscópica definida por los polos 010 de la plagioclasa, que presentan además un cierto grado de imbricación indicativa de una deformación por cizalla simple sinistral que es coherente con la hipótesis esbozada en el capítulo 4 para la generación de este dominio. Los núcleos de los cristales planares de plagioclasa sometidos a una deformación de cizalla simple sinistral rotan en un sentido antihorario, hasta que las interacciones entre los distintos cristales de plagioclasa en crecimiento permiten estabilizar una fábrica imbricada como la que se observa (Fig.6.8. y 6.9.).

Sin embargo la biotita, caracterizada por un tamaño de grano menor, muestra una OCP mucho más compleja. La guirnalda que describen los polos 001 en el plano XZ, puede ser explicada por la rotación de los pequeños cristales de biotita en un régimen de cizalla simple con un plano de cizalla próximo al de la foliación que definen las plagioclasas. Mediante simulaciones analógicas 2D de cizalla simple en magmas, empleando dos fases con tamaño de grano diferente, se observa que mientras la fase de mayor tamaño se orienta con una fábrica planar imbricada según el sentido de movimiento, la fase de pequeño tamaño tiene una distribución prácticamente aleatoria dentro del plano XZ (Ildefonse et al., 1992), lo que es equivalente a las observaciones realizadas en las muestras del dominio subvertical (Fig.6.8. y 6.9.) donde la fase de tamaño grande sería la plagioclasa y la de tamaño fino la biotita. En muestras naturales se ha demostrado que el tamaño de las distintas fases minerales influye en la intensidad de la subfábrica magmática que generan. Arbaret et al. (2000) han puesto de manifiesto que el granito de Confurco en España muestra sistemáticamente una anisotropía debida a una orientación preferente de forma más intensa para los fenocristales de feldespato potásico que para los cristales de biotita de mucho menor tamaño. Esto tiene fácil explicación si consideramos que los cristales de tamaño grande pueden orientarse sin problemas frente a los esfuerzos diferenciales, mientras las fases más pequeñas permanecen intersticialmente entre los cristales de la fase de gran tamaño y su fábrica se ve perturbada por las interacciones con estos cristales, lo que dificulta la generación de una fábrica tan intensa.

Aunque la guirnalda de polos 001 incluida en el plano XZ pueda ser explicada por la rotación de las placas de biotita bajo un régimen de cizalla simple sinistral, las concentraciones de polos 001 en torno a la dirección Y no concuerdan con el modelo de deformación propuesto. Por este motivo se han buscado hipótesis alternativas para este máximo. Una posibilidad interesante es que se puede tratar de



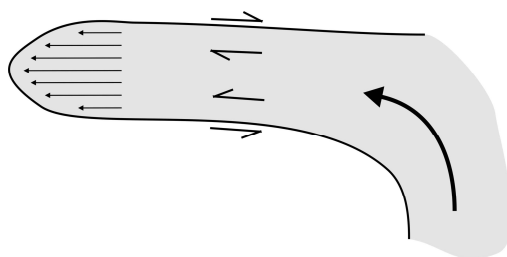
un máximo debido a una fábrica relictas. Bajo esta hipótesis algunas biotitas del dominio subvertical (las que se aprecian en torno al eje Y en las Fig.6.8. y 6.9.) tendrían una orientación subhorizontal (es decir, los polos 001 están dispuestos verticalmente en torno al eje Y). Estas biotitas subhorizontales del dominio subvertical son paralelas a las fábricas que describen las biotitas en el dominio subhorizontal (Fig.6.10. y 6.11.). Este paralelismo unido al hecho de que en el mapa estructural se observa cómo el dominio subvertical aparece cortando al dominio subhorizontal, permite interpretar que las biotitas en torno al eje Y del dominio subvertical son una continuación de las foliaciones subhorizontales del otro dominio. Se trataría según esta hipótesis de una fábrica relictas que evidencia que el dominio subvertical presentaba previamente una estructuración horizontal que ha sido retrabajada por el régimen de cizalla sinistral sobreimpuesto a continuación. La presencia de corredores de foliaciones subverticales cortando la fábrica horizontal apoya la hipótesis de una fábrica relictas para los ejes 001 de biotita orientados en torno al eje Y. La reorientación parcial de una fábrica de biotitas subhorizontales bajo una cizalla simple sinistral (equivalente a la deducida en el estudio estructural previo, y por la fábrica de la plagioclasa) puede servir para explicar por completo las complejas OCPs encontradas en las biotitas del dominio estructural subvertical. Bajo este modelo, el punto de partida sería una foliación subhorizontal de las biotitas definida por un máximo de los polos 001 según el eje Y. Durante la deformación por cizalla simple sinistral, las placas de biotita comienzan a rotar, de modo que los polos de 001 siguen un trayecto en espiral con una rotación antihoraria desde el máximo según el eje Y, hasta el plano XZ, donde dan lugar a la guirnalda coherente con la cizalla que ha sido discutida previamente, donde las biotitas continúan rotando. La cristalización de la roca cuando no se había reorganizado por completo la fábrica de la biotita bajo el campo de deformación por cizalla ha permitido la preservación de algunas orientaciones subhorizontales relictas de una fábrica previa, así como algunas orientaciones que han quedado “congeladas” en el camino espiral que siguen los polos 001 al ser reorientados bajo cizalla simple. Caminos espirales similares han sido obtenidos por Arbaret et al. (2000) y Launeau (2004) mediante las modelizaciones numéricas en tres dimensiones de fábricas planares iniciales retrabajadas mediante regímenes de cizalla simple.

Las biotitas al tener un tamaño menor son reorientadas con mayor dificultad y han podido preservar una fábrica relictas que en cambio las plagioclasas han perdido por completo, habiendo sido totalmente reorientadas por el régimen de cizalla simple sinistral.

#### ***6.4.2. Origen de las fábricas del dominio subhorizontal***

Las foliaciones del dominio estructural subhorizontal están, al igual que las del dominio subvertical, definidas por los polos 010 de la plagioclasa, que en las dos muestras analizadas presentan un cierto grado de imbricación indicando una componente de cizalla simple en la génesis de la fábrica. El carácter no coaxial de la deformación que dio lugar a las fábricas imbricadas que se observan en las

muestras analizadas favorece la hipótesis de que estas fábricas se generaron por flujo magmático, frente a la hipótesis de una orientación causada por filtrado por presión durante la cristalización.



**Figura 6.12.** Intrusión tabular que genera deformaciones por cizalla simple, con sentidos contrarios en la base y el techo de la intrusión causadas por el arrastre del magma producido por el encajante. Las flechas del extremo de la intrusión son proporcionales a las distintas velocidades del flujo del magma que tiene un carácter laminar.

La componente de cizalla simple de la deformación estaría causada por el arrastre que sufriría el magma contra las rocas de caja durante el emplazamiento según una intrusión tabular. Cuando el magma entra en una intrusión tabular, el techo y la base de la intrusión generan arrastres frente al desplazamiento del magma que tienen sentidos cinemáticos contrarios en la base y en el techo de la intrusión (Fig.6.12.).

Dado que el Complejo Ígneo de Santa Olalla está sólo incipientemente erosionado, como parece indicar la abundancia de *roof pendants*, podemos considerar que las dos muestras analizadas del dominio subhorizontal (SO222 y SO224) están localizadas cerca del techo de la intrusión. Si consideramos válida la hipótesis de una génesis de la fábrica subhorizontal debida al flujo durante la entrada del magma, podemos deducir dos direcciones de flujo del magma proporcionadas por el sentido de la cizalla simple que ha sufrido cada muestra por arrastre del fundido contra la roca encajante del techo. Las direcciones de flujo del magma obtenidas para las muestras SO222 y SO224 se indican con flechas azules en el mapa de situación de muestras (Fig.6.4.). Se puede apreciar como las direcciones de flujo se extienden hacia el SO y hacia el NE indicando una expansión del magma desde las raíces (zonas de alimentación) obtenidas con la modelización gravimétrica. Este hecho es congruente con la interpretación de que las fábricas subhorizontales fueron producidas por flujo magmático durante el emplazamiento.

Considerando las OCPs de los polos 001 de la biotita en el dominio estructural subhorizontal (Fig.6.10. y 6.11.), que son equivalentes a las OCPs de los polos 010 de la plagioclasa, se deduce que ambas fases minerales están dispuestas paralelamente definiendo la foliación, lo que contrasta con lo observado en el dominio subvertical donde también existe cizalla simple. El motivo por el cual las biotitas no se disponen en una guirnalda contenida en el plano XZ, como ocurre con las biotitas del dominio subvertical, es probablemente que en el dominio subhorizontal existe una componente de aplastamiento significativa que paraleliza las fábricas, tanto de los minerales de grano grueso

(plagioclasa) como los de grano fino (biotita). Por lo tanto, las biotitas no pueden rotar por completo definiendo dicha guirnalda porque, al tiempo que son deformadas por una componente de cizalla simple, también sufren cizalla pura, lo que implica un aplastamiento contra la roca de caja, que se observa en multitud de intrusiones de granitoides. El régimen de esfuerzos sufrido por la roca es mixto (flujo hiperbólico, Iezzi y Ventura, 2002), fruto de una combinación de cizalla simple provocada por el flujo del magma contra el borde de la intrusión, que produce una imbricación de los minerales, y cizalla pura debida al aplastamiento contra dicho borde, lo que provoca la paralelización de fases con distintos tamaños de grano.

### **6.4.3. Modelización numérica**

Una modelización numérica 2D basada en la formulación de Jeffery (1922), que define la rotación de partículas elipsoidales inmersas en un líquido deformado bajo condiciones de cizalla simple, ha sido aplicada a cada una de las muestras analizadas con EBSD. La teoría iniciada por Jeffery (1922) fue generalizada por Willis (1977) considerando partículas con geometrías arbitrarias. La solución de las fórmulas para 2 dimensiones fue analizada por Fernandez et al. (1983) comparándola con resultados de modelos analógicos 2D.

A partir de la formulación establecida por Jeffery (1922) obtenemos la velocidad de rotación de una partícula elipsoidal en un modelo de 2D que viene dada por (1):

$$(1) \quad \omega = r \left( 1 + \frac{n^2 - 1}{n^2 + 1} \right) \cos 2\theta$$

Donde  $\omega$  es la velocidad angular,  $r$  la tasa de rotación del cuerpo rígido,  $n$  es la proporción entre los ejes de las partículas (longitud del eje largo considerando 1 la longitud del eje corto), y  $\theta$  es el ángulo entre el eje largo de la partícula y el eje perpendicular al plano de cizalla. La expresión  $(n^2 - 1/n^2 + 1)$  es un parámetro de forma de la partícula (en este caso partículas elípticas). A partir de las fórmulas de Jeffery (1922), Willis (1970) establece la fórmula más general (2) que puede ser empleada para diferentes formas de las partículas.

$$(2) \quad d\theta = \frac{1}{2} d\gamma (1 + \chi \cos 2\theta)$$

Donde  $\chi$  es una constante que depende de la forma de las partículas, y  $\gamma$  es la deformación por cizalla. Despejando  $d\gamma$  e integrando a lo largo de toda la deformación por cizalla:

$$(3) \quad \int_0^\gamma d\gamma = \int_\theta^{\theta'} 2d\theta / (1 + \chi \cos 2\theta)$$

De donde se obtiene (Fernández et al., 1983):

$$(4) \quad \frac{\sqrt{1-\chi^2}}{2} \gamma + \arctan\left(\frac{\sqrt{1-\chi}}{\sqrt{1+\chi}} \tan \theta\right) = \arctan\left(\frac{\sqrt{1-\chi}}{\sqrt{1+\chi}} \tan \theta'\right)$$

De donde podemos despejar  $\theta'$  que corresponde al ángulo que forma el eje largo de la partícula con respecto a la perpendicular al plano de cizalla en la posición final tras la deformación, que puede ser calculado en función de  $\theta$ ,  $\gamma$  y  $\chi$ :

$$(5) \quad \theta' = \arctan\left[\frac{\sqrt{1+\chi}}{\sqrt{1-\chi}} \tan\left(\frac{\gamma\sqrt{1-\chi^2}}{2} + \arctan\left(\frac{\sqrt{1-\chi}}{\sqrt{1+\chi}} \tan \theta\right)\right)\right]$$

Para el supuesto más sencillo de partículas elipsoidales el parámetro de forma  $\chi$  puede ser calculado en función de  $n$  (proporción entre los ejes), con la siguiente expresión:

$$(6) \quad \chi = \frac{n^2 - 1}{n^2 + 1}$$

Dado que  $n$  corresponde a la relación entre las longitudes de los ejes largo y corto de las partículas que pueden ser medidas en lámina delgada, utilizando las ecuaciones (5) y (6) se puede realizar, para distintas partículas con orientación inicial aleatoria ( $\theta$  de  $0^\circ$  a  $180^\circ$ ), un cálculo de su posición final ( $\theta'$ ) tras la rotación bajo un valor de cizalla simple  $\gamma$ .

La intensidad de la fábrica  $D$ , obtenida tras una deformación por cizalla simple que produce una rotación de los ejes mayores de las partículas con una dirección inicial  $\theta$  hasta una dirección final  $\theta'$ , se puede expresar como (Fernández et al., 1983):

$$(7) \quad D = d\theta / d\theta'$$

Realizando esta derivada sobre la ecuación (4) obtenemos:

$$(8) \quad D = \left(1 - \frac{2\chi \sin^2 \theta}{(1+\chi)}\right) / \left(1 - \frac{2\chi \sin^2 \theta'}{(1+\chi)}\right)$$

De este modo podemos mediante, las ecuaciones (5) y (8) calcular la intensidad de la fábrica y su orientación para cada valor de  $\gamma$ .

Este sencillo modelo numérico ha sido aplicado a cada muestra donde se han realizado análisis de petrofábrica (SO226, SO215, SO222 y SO224), tanto con objeto de modelizar el comportamiento de la plagioclasa como el comportamiento de la biotita, las dos fases principales generadoras de la fábrica. Para modelizar el comportamiento de cada mineral en cada muestra es simplemente necesario estimar el valor medio de  $n$  (longitud relativa del eje largo del mineral, considerando el eje corto 1); los valores de  $n$  se pueden medir fácilmente en lámina delgada, dado que el modelo numérico de dos dimensiones se aplica sobre el plano de la lámina (perpendicular a la foliación y paralelo a la dirección de la cizalla). La tabla 6.1. presenta los valores de  $n$  medidos para la plagioclasa y la biotita en las distintas muestras.

	SO226	SO215	SO222	SO224
Plagioclasa	2.603	2.795	2.261	2.089
Biotita	1.650	1.775	1.946	2.292

**Tabla 6.1.** Valores medios de  $n$  para la plagioclasa y la biotita; obtenidos realizando la media de los valores de  $n$  de todos los granos presentes en cada muestra. Estos valores de  $n$  han sido el punto de partida para la realización de modelos numéricos específicos para cada muestra.

Los valores de  $n$  obtenidos han sido siempre mayores para la plagioclasa que para la biotita exceptuado la muestra SO224, que presentaba biotitas con formas mucho más alargadas.

Los modelos numéricos se han expresado mediante gráficas representando dos parámetros que evolucionan de forma periódica conforme aumenta el valor de la deformación por cizalla  $\gamma$ . Estos parámetros son:

- $\alpha$  que expresa el ángulo que forma el eje largo de la elipse de deformación con el plano de cizalla.
- $D_M$  que es el valor máximo de  $D$ , lo que indica la intensidad de la fábrica.

Para obtener dichos parámetros se ha calculado  $\theta'$  para cada valor inicial de  $\theta$  (de 0-180°) en cada valor de  $\gamma$  utilizando la ecuación (5). Para todos los pares de valores  $\theta$ - $\theta'$  se ha calculado el valor de  $D$  mediante la ecuación (8) y se ha buscado el valor más alto, así obtenemos  $D_M$ , que indica el grado de anisotropía de la fábrica, y el valor de  $\theta'$  correspondiente a la orientación de dicha fábrica respecto a la perpendicular al plano de cizalla. La orientación de la fábrica puede ser expresada de forma más visual como el ángulo entre el plano de cizalla y el eje largo de la elipse de deformación conocido como  $\alpha$ . Por lo tanto obtenemos  $\alpha$  calculando  $90-\theta'$ . Este proceso de cálculo se ha repetido para valores

crecientes de  $\gamma$  con objeto de expresar la evolución de  $\alpha$  y  $D_M$  con la deformación por cizalla. Los resultados obtenidos para la plagioclasa y la biotita en cada muestra aparecen en las Fig.6.13. a 6.16..

Se puede apreciar cómo el modelo numérico predice un comportamiento periódico de la fábrica conforme evoluciona la deformación por cizalla (valores crecientes de  $\gamma$ ). La fábrica comienza con un distribución aleatoria (valor de  $D_M = 1$ ), que va en aumento conforme las partículas rotan según el sentido de movimiento, paralelizándose con el plano de cizalla (valores positivos decrecientes de  $\alpha$ , que indican una orientación asimétrica de los cristales respecto al plano de cizalla, coherente con el sentido de movimiento). La fábrica alcanza su máxima intensidad (valor más alto de  $D_M$ ) cuando es paralela al plano de la cizalla ( $\alpha = 0$ ). Pero la cizalla sigue actuando y las partículas continúan su rotación dentro del fundido; la fábrica pasa a estar orientada con valores negativos de  $\alpha$  (orientación asimétrica de los cristales respecto al plano de cizalla, que daría un criterio contrario al sentido de movimiento real) y la intensidad de la misma decrece. Llegado cierto valor de  $\gamma$  se vuelve a la situación aleatoria inicial y comienza un nuevo ciclo idéntico al anterior.

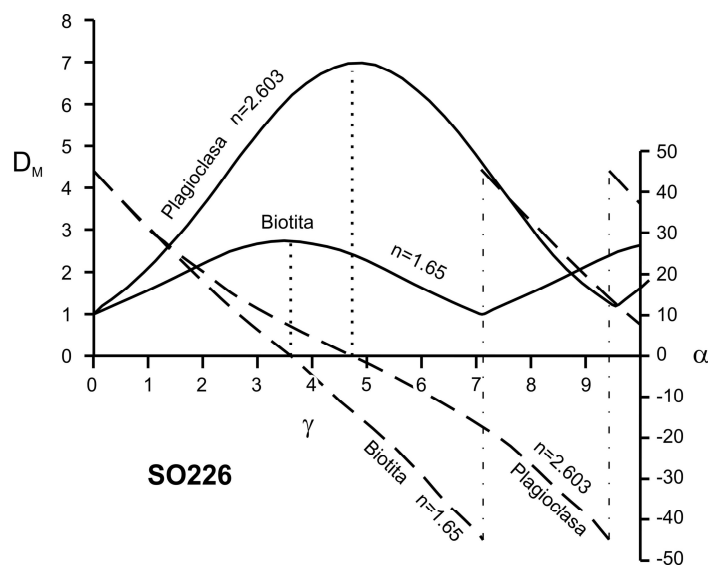
Los modelos numéricos tienen un carácter orientativo y ayudan a comprender cómo funcionan los procesos que tienen lugar durante la generación de la fábrica que encontramos finalmente en las rocas. No deben de ser tomados como una reproducción fidedigna de los procesos que tuvieron lugar, ya que el comportamiento del magma es mucho más complejo que los modelos. La principal desviación entre la teoría y la realidad es la presencia creciente e inevitable durante la cristalización de interacciones entre las partículas minerales en rotación, interacciones que dada su complejidad no han sido tenidas en cuenta en el modelo. Algunos trabajos se han esforzado en modelizar de forma analógica, mediante experimentos, la evolución de un fundido con partículas sometido a cizalla simple y cómo esta difiere de los modelos numéricos (Arbaret et al., 1996, 2000; Launau, 2004). Estos autores han demostrado que el ajuste del modelo numérico al experimento con interacciones es muy bueno hasta valores de  $\gamma$  en torno a 7 – 8, a partir de los cuales la periodicidad de la fábrica se ve trastocada y difiere sustancialmente del modelo matemático, debido al aumento drástico de las interacciones entre partículas.

A continuación se muestran y discuten los resultados de la modelización numérica de cada una de las muestras.

#### *6.4.3.1. Modelo numérico de la muestra SO226 (dominio subvertical)*

La muestra SO226 presenta una OCP de la plagioclasa que indica una imbricación de los cristales coherente con el sentido sinistral de la cizalla formando un ángulo  $\alpha$  positivo de unos  $10^\circ$  (Fig.6.8.). En cambio en la OCP de la biotita es difícil establecer una orientación preferente dado que forma una guirnalda en el plano XZ.

Atendiendo a la evolución de la fábrica según el modelo numérico de esta muestra (Fig.6.13.), podemos estimar un valor de  $\gamma \approx 3.3$  y  $D_M \approx 5.8$  a través del valor de  $\alpha \approx 10^\circ$  de la fábrica de la plagioclasa. En cambio la fábrica de la biotita en el plano XZ es aleatoria, lo que indicaría en el modelo una posición de  $D_M = 1$ , correspondiente al menos a un ciclo completo de la evolución de la fábrica de la biotita en esta muestra, es decir  $\gamma \approx 7.1$ . La incompatibilidad de los resultados para la biotita y la plagioclasa en esta muestra parece indicar que el modelo numérico no se cumple; los motivos pueden ser: el no tener en cuenta las interacciones entre partículas y también la posibilidad de que se ha partido de una fábrica planar previa (que aparece relictas en la OCP de la biotita, concretamente los máximos en torno al eje Y).

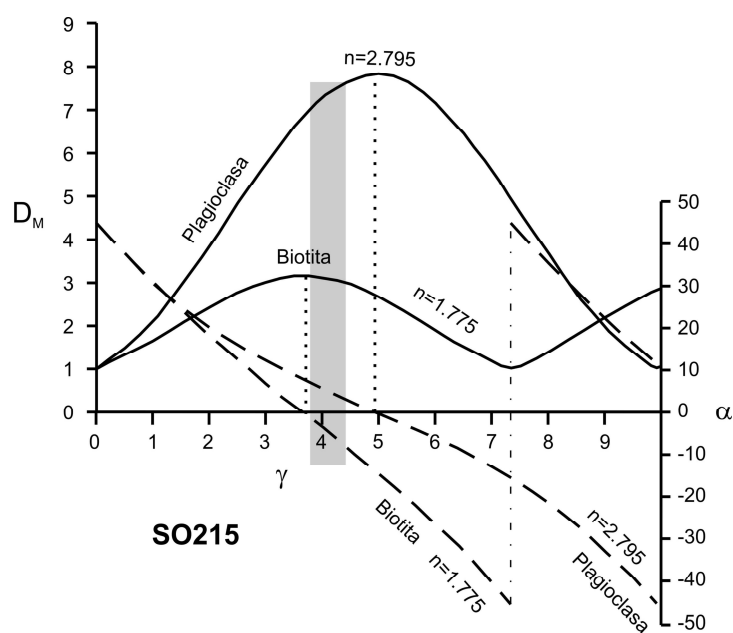


**Figura 6.13.** Modelo numérico que reproduce la evolución de la fábrica realizado para la muestra SO226. Aparecen representados en relación a la deformación por cizalla ( $\gamma$ ) la evolución del ángulo de la foliación con el plano de cizalla ( $\alpha$ ) en línea discontinua y la evolución de la intensidad de la fábrica ( $D_M$ ) en línea continua.

#### 6.4.3.2. Modelo numérico de la muestra SO215 (dominio subvertical)

La muestra SO215 responde mejor al modelo numérico. Los ángulos que forman la fábrica de la plagioclasa y la fábrica de la biotita respecto al plano de cizalla son  $\alpha \approx 9^\circ$  y  $\alpha \approx -11^\circ$  respectivamente (Fig.6.9.). Analizando el modelo numérico de esta muestra se puede deducir para ambos minerales un valor de  $\gamma \approx 4.1$  (señalado con una franja gris en la Fig.6.14.). En este caso los distintos valores de  $n$ , más alto en la plagioclasa (2.795) que en la biotita (1.775) producen un desacoplamiento en los periodos de evolución cíclica de la fábrica, de modo que la plagioclasa presenta todavía valores positivos de  $\alpha$  mientras que la biotita ha sobrepasado el plano de cizalla y presenta valores de  $\alpha$  negativos. Los valores de  $D_M$  indicados por el modelo son 7.3 para la plagioclasa y 2.9 para la biotita.

El valor de  $\gamma \approx 4.1$ , obtenido en esta muestra mediante la comparación con el modelo numérico, es posiblemente, dentro de la zona de cizalla que abarca el dominio subvertical, un valor muy alto. Se debe tener en cuenta que las muestras recogidas para el análisis de EBSD se seleccionaron de las zonas que presentaban una mayor intensidad de la fábrica magmática. Si consideramos que el desarrollo de una zona de cizalla siempre es heterogéneo debido al proceso de concentración de la deformación, es muy probable que se hayan muestreado los corredores donde el valor acumulado de  $\gamma$  es mayor (fábricas más intensas). Por este motivo no resulta lícito extrapolar este valor de  $\gamma \approx 4.1$  a todo el ancho de la zona de cizalla, lo que daría lugar a un valor de desplazamiento inusualmente grande considerando la geometría de la intrusión.

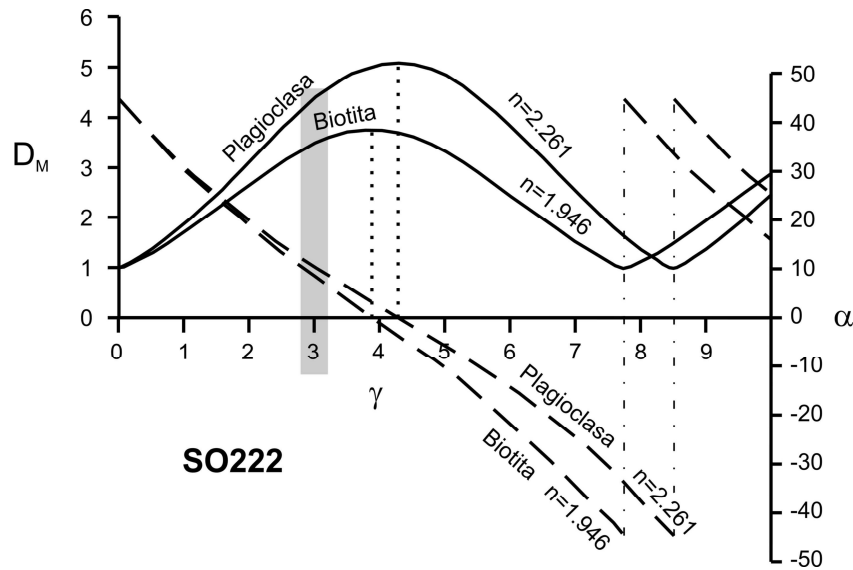


**Figura 6.14.** Modelo numérico que reproduce la evolución de la fábrica realizado para la muestra SO215. Aparecen representados en relación a la deformación por cizalla ( $\gamma$ ) la evolución del ángulo de la foliación con el plano de cizalla ( $\alpha$ ) en línea discontinua y la evolución de la intensidad de la fábrica ( $D_M$ ) en línea continua. La banda gris indica la situación actual de la muestra según los valores de  $\alpha$  obtenidos del estudio de petrofábrica.

#### 6.4.3.3. Modelo numérico de la muestra SO222 (dominio subhorizontal)

Las OCPs de la muestra SO222 indican valores positivos de  $\alpha$  tanto para la fábrica de la plagioclasa como para la fábrica de la biotita,  $\alpha \approx 10^\circ$  y  $\alpha \approx 11^\circ$  respectivamente (Fig.6.10.).





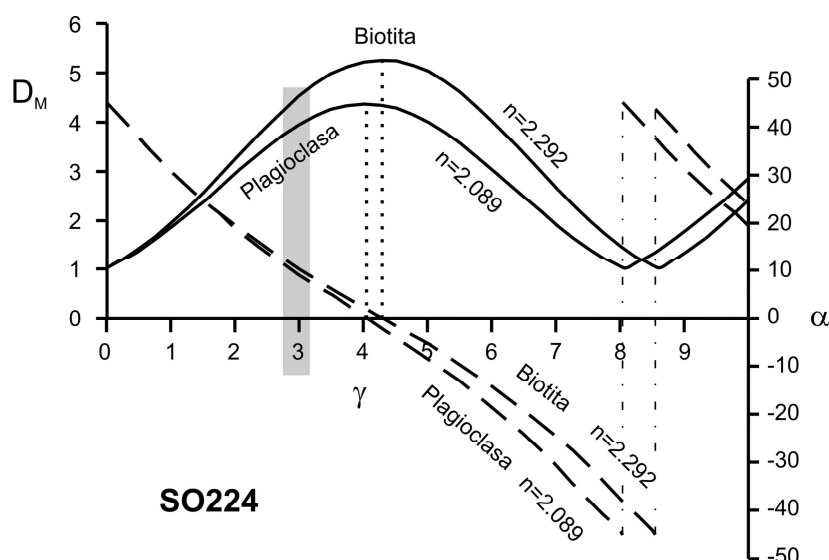
**Figura 6.15.** Modelo numérico que reproduce la evolución de la fábrica realizado para la muestra SO222. Aparecen representados en relación a la deformación por cizalla ( $\gamma$ ) la evolución del ángulo de la foliación con el plano de cizalla ( $\alpha$ ) en línea discontinua y la evolución de la intensidad de la fábrica ( $D_M$ ) en línea continua. La banda gris indica la situación actual de la muestra según los valores de  $\alpha$  obtenidos del estudio de petrofábrica.

El modelo numérico en este caso se ajusta bien a las OCPs obtenidas mediante EBSD lo que resulta coherente para la biotita y la plagioclasa, proporcionando un valor de  $\gamma \approx 3$  (señalado por una franja gris en la Fig.6.15.). Los valores de  $D_M$  que indica el modelo son 4.3 para la plagioclasa y 3.5 para la biotita. El valor obtenido de  $\gamma \approx 3$  indica un grado no muy alto de deformación de cizalla causado por el arrastre producido contra el techo de la intrusión durante la entrada del magma en la intrusión tabular subhorizontal.

#### 6.4.3.4. Modelo numérico de la muestra SO224 (dominio subhorizontal)

La muestra SO224 es la única que presenta biotitas con morfologías más alargadas que las plagioclasas (es decir, un valor de  $n$  mayor en las biotitas, 2.292, que en las plagioclasas, 2.089). Esta diferencia provoca que, en el modelo numérico, la fábrica de las biotitas alcance valores más intensos ( $D_M = 5.3$ ) que la plagioclasa ( $D_M = 4.2$ ) y que los periodos de la biotita ( $\gamma = 8.6$ ) sean más largos que los de la plagioclasa ( $\gamma = 8$ ) (Fig.6.16.).

Analizando las OCPs de la plagioclasa y la biotita se obtienen valores positivos de  $\alpha$  (es decir coherentes con el sentido de la cizalla) que son ambos aproximadamente  $8^\circ$ . Si trasladamos estos valores a la gráfica del modelo numérico, se obtienen resultados congruentes ( $\gamma \approx 2.9$ ) comparando ambos minerales (franja gris en la Fig.6.16.). Las intensidades de la fábrica según el modelo numérico son  $D_M = 4.5$  para la biotita y  $D_M = 4$  para la plagioclasa.



**Figura 6.16.** Modelo numérico que reproduce la evolución de la fábrica realizado para la muestra SO224. Aparecen representados en relación a la deformación por cizalla ( $\gamma$ ) la evolución del ángulo de la foliación con el plano de cizalla ( $\alpha$ ) en línea discontinua y la evolución de la intensidad de la fábrica ( $D_M$ ) en línea continua. La banda gris indica la situación actual de la muestra según los valores de  $\alpha$  obtenidos del estudio de petrofábrica.

Esta muestra del dominio estructural subhorizontal presenta un valor de  $\gamma \approx 2.9$  muy similar a la muestra anterior del mismo dominio, indicando un grado no muy alto de deformación de cizalla causada por el arrastre producido contra el techo de la intrusión durante la entrada del magma en el emplazamiento.

#### 6.4.4. Implicaciones generales

Como ha sido demostrado por el presente estudio de petrofábrica, la biotita juega un papel secundario durante el proceso de generación de la fábrica. Esto es debido a la presencia previa de la plagioclasa en el magma, una fase de mayor tamaño y generalmente con morfologías más anisótropas, que tiene un papel mucho más significativo a la hora de definir la fábrica magmática. De estas observaciones se puede concluir, generalizando, que en las litologías que presentan fases más grandes, más anisótropas y formadas antes que la biotita, como puede ser el caso de la plagioclasa (en tonalitas, cuarzodioritas, dioritas, gabros) o el feldespato potásico (en granitos porfídicos), la biotita puede presentar una OCP más compleja, que en ocasiones difiere de forma significativa de la OCP de la fase principal generadora de la fábrica. Los cristales más anisótropos y de mayor tamaño tienen una mayor facilidad para reorientarse frente a los campos de esfuerzos que los minerales más isótropos y de menor tamaño; esto hace de la biotita un mineral que puede preservar con mayor facilidad fábricas relictas dada su dificultad para reorientarse.

Las implicaciones de esta conclusión son bastante significativas considerando que de forma muy habitual se utiliza la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS: Anisotropy of Magnetic

Susceptibility) (Borradaile y Henry, 1997) como un indicador estructural equivalente a las fábricas magmáticas macroscópicas. Esta técnica empleada para la determinación de la estructura en plutones, consiste en medir la anisotropía del campo magnético en cada muestra, una medida que depende fundamentalmente de la orientación preferente de forma y cristalográfica de los minerales magnéticos. El mineral magnético más abundante en las rocas plutónicas es la biotita y por este motivo de forma generalizada (aunque depende de las características mineralógicas de cada muestra) la fábrica magnética responde en muchos casos a la orientación preferente de la biotita.

Por otro lado, según indican las OCPs de la biotita obtenidas en el dominio subvertical, hay que considerar que la biotita no es siempre un buen indicador de la fábrica de la roca, dado que presenta distribuciones más aleatorias y cierta facilidad para preservar fábricas relictas debido a su morfología y tamaño. Por este motivo los estudios de AMS deben de realizarse con cautela y siempre contrastando los resultados de dicha técnica con las medidas de fábricas macroscópicas definidas por fases minerales más grandes como plagioclasa o feldespato potásico, que se ha demostrado que son mejores indicadores de la fábrica. También puede resultar útil contrastar los resultados de AMS con estudios detallados de petrofábrica similares al realizado en este trabajo.

Los análisis de petrofábrica mediante EBSD aplicados al estudio de fábricas magmáticas han proporcionado resultados muy interesantes, que con los métodos anteriores (platina universal) eran mucho más difíciles de conseguir. La facilidad con la que el EBSD determina las orientaciones de todos los elementos cristalográficos de cualquier fase mineral de estructura conocida, proporciona una ventaja considerable que no ha sido explotada en profundidad hasta la fecha en su aplicación al estudio de la génesis y evolución de fábricas ígneas.



## *Capítulo 7*

---

# **MICROTECTÓNICA DE LA ZONA DE CIZALLA DÚCTIL DE CHERNECA**



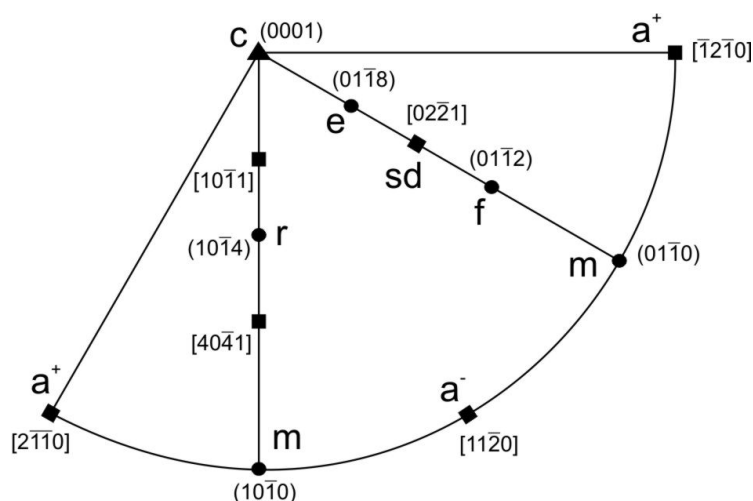
### **7.1. INTRODUCCIÓN**

Considerando los resultados de los capítulos previos se ha establecido de forma clara la importancia que presenta la zona de cizalla dúctil de Cherneca en el emplazamiento de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla, no sólo como conducto de alimentación sino además como una estructura que ha influido intensamente en la evolución tectónica de los magmas antes de su cristalización. Por este motivo y tratándose además de una zona de cizalla que no había sido descrita hasta la presente investigación, se ha abordado un estudio detallado de la microestructura y la petrofábrica de dicha zona de cizalla.

Las rocas carbonatadas, gracias a sus características reológicas, son las más favorables para acumular grandes deformaciones dúctiles en las condiciones de baja temperatura que dominan en la corteza superior. Considerando su abundancia en todos los ambientes, este tipo de rocas juegan un papel fundamental durante las deformaciones que tienen lugar en los procesos orogénicos. En consecuencia la comprensión de los mecanismos que activan y condicionan la evolución del flujo plástico de las rocas carbonatadas es fundamental para entender los procesos orogénicos (Pfiffner, 1982; Van der Pluijm, 1991).

Las texturas y microestructuras de la calcita en mármoles deformados en zonas de cizalla proporcionan información acerca de la cinemática, los mecanismos de deformación, la cuantificación de los esfuerzos y ciertos parámetros físicos durante la deformación (como por ejemplo la temperatura). Las texturas (orientaciones cristalográficas preferentes, OCP) desarrolladas durante la deformación plástica de la calcita están controladas principalmente por dos factores: (1) los sistemas de deslizamiento cristalográficos activos a la temperatura a la que tiene lugar la deformación, y (2) la cantidad de deformación total.

El significado geológico de las OCPs de la calcita deformada en ambientes naturales, está basado en experimentos realizados sobre mármoles naturales sin deformación previa (Griggs et al., 1960; Handin et al., 1960; Schmid et al., 1977; Schmid et al., 1980; Rutter, 1974, 1995; Rutter et al., 1994; Casey et al., 1998; Pieri et al., 2001a, b; Barnhoorn et al., 2004, 2005), sobre agregados sintéticos de calcita (Walker et al., 1990; Barnhoorn et al., 2005), y también en simulaciones realizadas mediante modelos numéricos (Wenk et al., 1987, 1997, 1998; Wenk y Christie, 1991; Lebensohn et al., 1998; Pieri et al., 2001b).



**Figura 7.1.** Proyección estereográfica de la calcita donde se muestran las principales direcciones cristalográficas (cuadrados) y polos de planos (círculos). Un sector de 120° es suficiente para indicar la orientación de todos los elementos cristalográficos. Modificada de Pieri et al. (2001b).

El amplio conocimiento sobre los procesos de deformación de la calcita obtenidos mediante la experimentación puede ser empleado para comparar estos resultados con las muestras deformadas en ambientes naturales, lo que proporciona información acerca de los mecanismos de deformación, la temperatura, los esfuerzos diferenciales y la tasa de deformación, que tuvieron lugar en la zona de cizalla analizada.

Los experimentos realizados deformando monocristales de calcita (Turner et al., 1954; Griggs et al. 1960; Turner y Heard, 1965; Borg y Handin, 1967; Paterson y Turner, 1970; Weiss y Turner, 1972; Turner y Orozco, 1976; Braillon y Serughetti, 1976; Spiers y Wenk, 1980; De Bresser y Spiers, 1990, 1993) fueron utilizados para definir los sistemas de deslizamiento cristalográfico y los sistemas de maclado que son activos a diferentes condiciones de temperatura, esfuerzos diferenciales y tasa de deformación (ver la tabla 7.1.). La orientación de los elementos cristalográficos (direcciones y planos principales) de la calcita están indicados en la Fig.7.1. Para cada sistema de deslizamiento a una temperatura dada se puede estimar el esfuerzo crítico para el que el sistema se vuelve activo (una amplia revisión de estos trabajos fue realizada por Paterson, 1979, y De Bresser y Spiers, 1997). Para la deformación plástica de la calcita se han definido dos regímenes: un régimen de baja temperatura caracterizado por un maclado según  $r\{10-14\}\langle-2021\rangle$  ( $r\langle sd\rangle$ ) y  $f\{10-12\}\langle2-201\rangle$  ( $f\langle sd\rangle$ ) y un régimen de alta temperatura caracterizado por el deslizamiento de los sistemas:  $r\{10-14\}\langle-2021\rangle$  ( $r\langle sd\rangle$ ),  $f\{10-12\}\langle10-11\rangle$ ,  $c\{0001\}\langle-12-10\rangle$  ( $c\langle a\rangle$ ), y  $r\{10-14\}\langle-12-10\rangle$  ( $r\langle a\rangle$ ). Ambos regímenes están ampliamente descritos en De Bresser y Spiers (1997), excepto el sistema de deslizamiento  $r\langle a\rangle$  que fue postulado por Pieri et al. (2001a) y Barnhoorn et al. (2004) después de diferentes experimentos de torsión en mármoles hasta valores elevados de cizalla (si bien la



observación directa de este nuevo sistema de deslizamiento en experimentos sobre monocristales de calcita no se ha producido todavía).

Los resultados obtenidos por Barnhoorn et al. (2004), realizados en muestras del mármol de Carrara, deformadas hasta valores de cizalla simple ( $\gamma$ ) muy elevados gracias a una configuración de deformación por torsión y diferentes condiciones de temperatura, tienen una importancia capital como patrón para la comparación con muestras deformadas en el medio natural, desde protomilonitas hasta ultramilonitas, dado que por vez primera se alcanzaron condiciones de estado estacionario en los experimentos con los mayores valores de  $\gamma$ .

Las modelizaciones numéricas (Wenk et al., 1987, 1997, 1998) han sido usadas con éxito para reproducir diferentes OCPs observadas tanto en experimentos como en muestras naturales, dependiendo de los sistemas de deslizamiento que se consideren activos (Lebensohn et al., 1998; Pieri et al., 2001b).

**Tabla 7.1.** Recopilación de sistemas de maclado y de deslizamiento descubiertos en experimentos de deformación de monocristales de calcita realizada por De Bresser y Spiers (1997).

	Temperatura (°C)	Tasa de deformación (s <sup>-1</sup> )	Presión (MPa)	Autores
<b>Sistemas de maclado</b>				
<b>e<sup>+</sup>{-1018}&lt;40-41&gt;</b>	20-300	$2.5 \cdot 10^{-4}$	500-1000	Turner et al., 1954
	300-800	$2.5 \cdot 10^{-4}$	500	Griggs et al., 1960
<b>r<sup>+</sup>{10-14}&lt;-2021&gt;*</b>	20	Pruebas de Torsión	300	Borg y Handin, 1967
	300	?	500	Weiss y Turner, 1972
<b>f<sup>-</sup>{-1012}&lt;-101-1&gt;*</b>	300?	?	500	Paterson y Turner, 1970
<b>Sistemas de deslizamiento</b>				
<b>r<sup>+</sup>{10-14}&lt;20-2-1&gt;</b>	20-400	$2.5 \cdot 10^{-4}$	300-1000	Turner et al., 1954
	300-600	$2.5 \cdot 10^{-4}$	500	Griggs et al., 1960
	25-500	$4 \cdot 10^{-1}$ , $3 \cdot 10^{-7}$	500	Turner y Heard, 1965
	300-800	$3 \cdot 10^{-5}$	0.1	De Bresser y Spiers, 1993
<b>r<sup>+</sup>{10-14}&lt;-2021&gt;</b>	300	?	500	Weiss y Turner, 1972
	460-550	$1 \cdot 10^{-4}$	0.1	Braillon y Serughetti, 1976
	350-650	$2.5 \cdot 10^{-5}$	0.1	Spiers y Wenck, 1980
	550-800	$3 \cdot 10^{-4}$ - $3 \cdot 10^{-8}$	0.1	De Bresser y Spiers, 1990
<b>f<sup>-</sup>{-1012}&lt;-220-1&gt;&lt;0-22-1&gt;</b>	20,(300?)	$2.5 \cdot 10^{-4}$	500	Turner et al., 1954
	600-800	$2.5 \cdot 10^{-4}$	500	Griggs et al., 1960
<b>f<sup>+</sup>{-1012}&lt;2-201&gt;&lt;02-21&gt;</b>	575-650	$2.5 \cdot 10^{-5}$	0.1	Spiers y Wenck, 1980
<b>f<sup>-</sup>{-1012}&lt;-101-1&gt;</b>	600-800	$3 \cdot 10^{-5}$	0.1	De Bresser y Spiers, 1993
<b>f<sup>+</sup>{-1012}&lt;10-11&gt;</b>	550-800	$3 \cdot 10^{-4}$ - $3 \cdot 10^{-8}$	0.1	De Bresser y Spiers, 1990
<b>c{0001}&lt;-12-10&gt;</b>	800	$2.5 \cdot 10^{-4}$	500	Griggs et al., 1960
	300	$2.5 \cdot 10^{-4}$	500	Turner y Orozco, 1976
	600-800	$3 \cdot 10^{-5}$	0.1	De Bresser y Spiers, 1993
<b>a{-12-10}&lt;-2021&gt;*</b>	300, 500	?	500	Paterson y Turner, 1970
	300	$3.3 \cdot 10^{-7}$	500	Turner y Heard, 1965
<b>m{10-10}&lt;-12-10&gt;*</b>	550	?	?	Thomas y Renshaw, 1967

\* sistemas con una importancia secundaria

El presente estudio consiste en un análisis sistemático de las microestructuras y OCPs de la zona de cizalla de Cherneca. El interés que presenta el estudio de las condiciones de deformación y de la cinemática de esta zona de cizalla resulta evidente, considerando que existe una estrecha relación entre esta estructura y la intrusión de los diferentes magmas que han dado lugar al Complejo Ígneo de Santa Olalla. La zona de cizalla de Cherneca, como ha evidenciado el estudio gravimétrico del complejo, fue probablemente el conducto por el que ascendieron los magmas (Romeo et al., 2006b), y también las brechas que dieron lugar a la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca (Tornos et al., 2001).

Las muestras analizadas han acomodado distintas cantidades de deformación. En un muestreo a través de la zona de cizalla de Cherneca (corte del arroyo Culebrín) que se desarrolla sobre los mármoles cámbricos del Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala, se han recogido diferentes tipos de milonitas: (1) dos muestras tomadas en bandas de ultramilonitas con grano muy fino aparentemente dominadas por procesos de recrystalización dinámica, (2) una muestra de milonitas caracterizada por texturas de tipo *core-mantle* con porfiroclastos dispuestos oblicuamente a la foliación milonítica, indicando un valor bajo de deformación por cizalla, y por último (3) se han muestreado dos bandas de cizalla subsidiarias antitéticas que se desarrollan sobre una zona de protomilonitas. Los resultados han sido comparados con la textura de los mármoles fuera de la zona de cizalla. La OCPs de la calcita fueron determinadas mediante medidas individuales de las orientaciones cristalográficas realizadas con EBSD (Prior et al., 1999; Leiss et al., 2000); una descripción detallada de la técnica se muestra en el capítulo 6.

Las OCPs obtenidas han sido comparadas con los trabajos experimentales y los estudios de modelización numérica presentes hasta la fecha, mostrando una muy buena correlación entre ambos. Gracias a esta comparación se ha podido obtener la siguiente información: (1) criterios de sentido de movimiento (para las muestras que presentan patrones con simetría monoclinica con respecto al plano de cizalla) que además han resultado coincidentes con los indicadores cinemáticos de mesoescala, (2) los sistemas de deslizamiento que estuvieron activos durante la deformación, con una estimación cualitativa de la temperatura que es coherente con la proximidad del stock de Aguablanca y (3) una estimación cualitativa de la cantidad de cizalla simple ( $\gamma$ ) acomodada en cada muestra.

La zona de cizalla de Cherneca es una estructura paralela a la dirección varisca en la región (N120), que en superficie tiene un buzamiento vertical pero que probablemente en profundidad, siguiendo la tendencia del resto de estructuras variscas, tome un carácter lístrico buzando hacia el NE. Esta estructura tiene un origen transpresivo y está situada en el flanco sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio que es recumbente y presenta una vergencia hacia el SO. La estructura separa la Serie Negra hacia el NE del Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala hacia el sur. La zona de cizalla dúctil de Cherneca y la falla frágil del mismo nombre corresponden a la misma estructura que ha evolucionado desde un comportamiento dúctil en los mármoles de Bodonal-Cala y la mitad NE del Complejo Ígneo de Santa Olalla deformada en estado magmático, hasta la deformación frágil que se focaliza en el contacto

entre la Serie Negra y el complejo de Bodonal-Cala. La traza de la falla frágil se separa de la de la zona de cizalla hacia el ESE de la zona de estudio.

El desplazamiento de la zona de cizalla de Cherneca presenta una componente inversa y una componente de desgarre sinistral. La componente inversa está evidenciada por la presencia de la Serie Negra de edad Neoproterozoico a la misma altura que el Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala de edad Cámbrico. En otros afloramientos al sur de Monesterio se observa cómo el Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala está dispuesto de forma discordante con un conglomerado basal sobre la Serie Negra. En cambio, aunque el desplazamiento en la vertical es evidente, la cinemática que ha dominado la estructura en los últimos estadios de su evolución es sinistral en dirección, como muestran todos los indicadores cinemáticos tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada y análisis de petrofábrica.

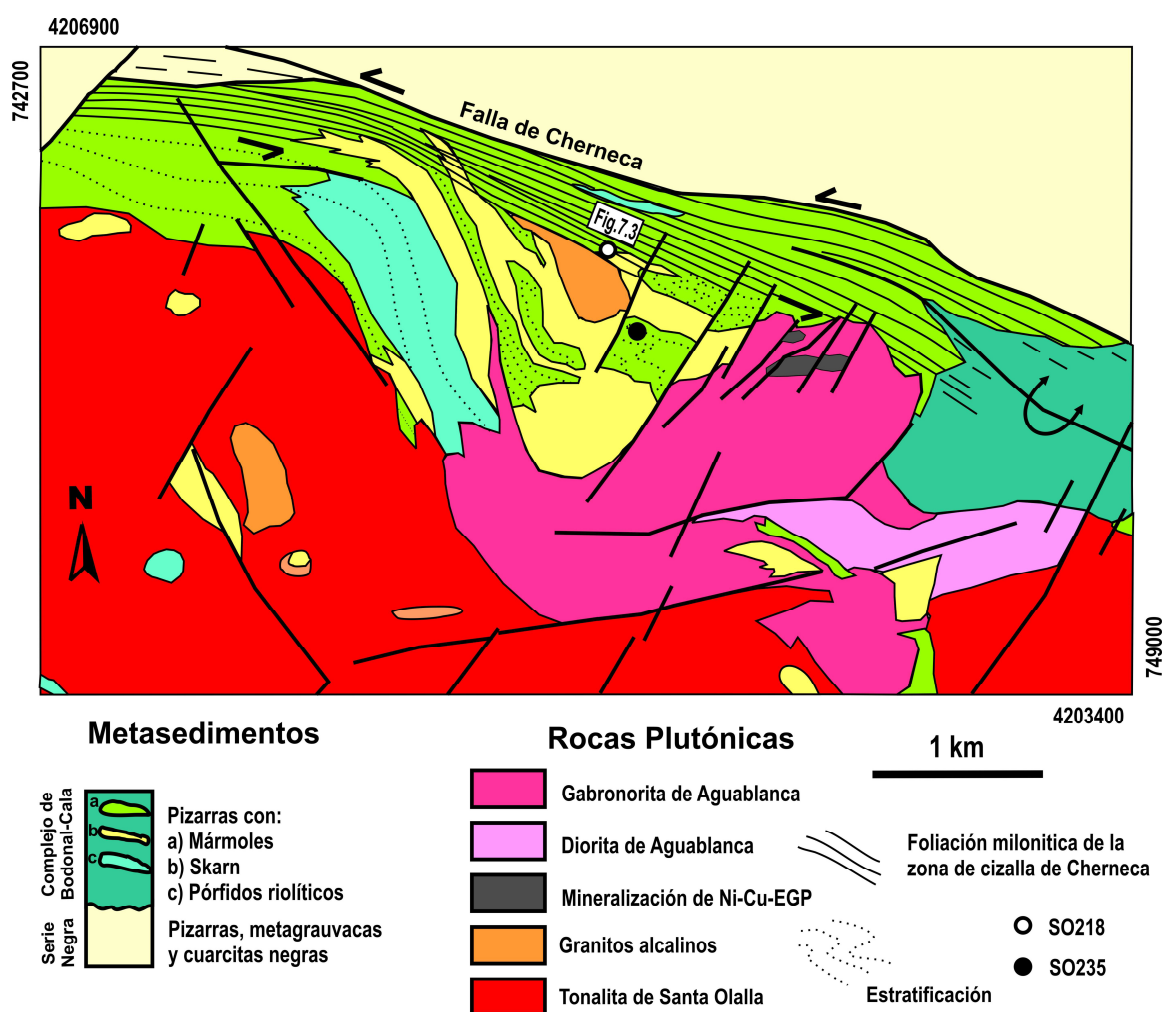
El presente estudio de la zona de cizalla de Cherneca está realizado en las proximidades del stock de Aguablanca y de la mineralización de Ni-Cu-(EGP). En esta área, la zona de cizalla de Cherneca se desarrolla sobre los mármoles de Bodonal-Cala, que aparecen localmente transformados en rocas de skarn. Ambas litologías, los mármoles y las rocas de skarn, están afectadas por la deformación dúctil de la zona de cizalla (Fig.7.5.d), lo que indica que el funcionamiento de la misma continuó después del emplazamiento del Complejo Ígneo de Santa Olalla responsable de la skarnificación. Además, sabemos que la deformación comenzó antes de la intrusión del Complejo Ígneo de Santa Olalla, dado que, por un lado, esta estructura fue probablemente el conducto de ascenso de los magmas, y, por otro lado, durante el periodo desde el emplazamiento hasta la cristalización de los magmas tuvo lugar la deformación en estado magmático de la mitad NE del complejo.

La deformación a lo largo de la zona de cizalla se concentró de forma preferente en los mármoles, debido a su comportamiento reológico más dúctil, en vez de desarrollarse sobre la Serie Negra de carácter más frágil. Durante el enfriamiento subsiguiente al pico metamórfico varisco y a la cristalización y enfriamiento del Complejo Ígneo de Santa Olalla, los mármoles de la zona de cizalla se volvieron reológicamente más competentes lo que provocó que los últimos movimientos de la estructura tuvieran lugar en el contacto entre la Serie Negra y los mármoles de Bodonal-Cala. Esta estructura de carácter frágil es la que se conoce con el nombre de falla de Cherneca (Tornos et al., 2001).

El objetivo de este capítulo es estudiar en profundidad las microestructuras y la petrofábrica de los mármoles de la zona de cizalla de Cherneca, comparándolos con los mármoles fuera de la zona de cizalla. Con este trabajo se contribuye al entendimiento de una zona de cizalla dúctil que no había sido descrita hasta la fecha, y que juega un papel fundamental en el emplazamiento del Complejo Ígneo de Santa Olalla y en la intrusión de las brechas mineralizadas de Aguablanca.

## 7.2 OBSERVACIONES CINEMÁTICAS EN EL CAMPO Y LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS

Cinco muestras orientadas de mármoles miloníticos (SO217A, SO217B, SO217C, SO217D, SO218) para el estudio microestructural y de petrofábrica fueron recogidas en una transversal de la zona de Cizalla de Cherneca. Para comparar con la microestructura y petrofábrica de las milonitas se recogió también una muestra fuera de la zona de cizalla (SO235) que se ha considerado como el material de partida sobre el que se desarrolló la milonitización. La localización de SO218 y SO235 se indica en la Fig.7.2. mientras que la localización de las muestras SO217A, SO217B, SO217C, SO217D, aparece indicada en la Fig. 7.3.

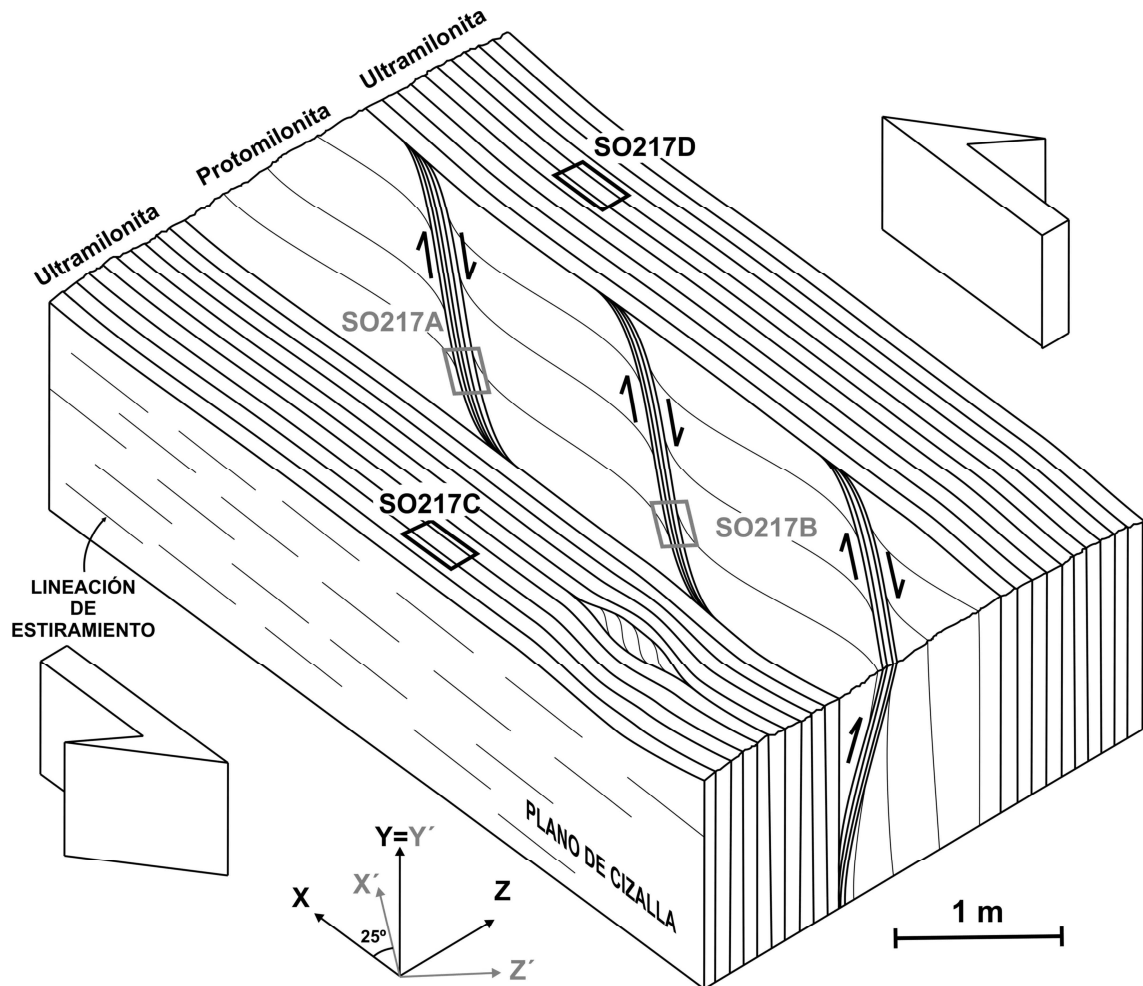


**Figura 7.2.** Esquema geológico de la zona de cizalla de Cherneca donde está indicada la localización de las muestras SO218, SO235 y de la Fig.7.3. La situación del resto de las muestras puede encontrarse en la Fig.7.3.

La zona de cizalla de Cherneca presenta las características típicas de haber sufrido una deformación dúctil bajo un régimen de cizalla simple, dominado por procesos de concentración de la

deformación, lo que genera en la misma zona de cizalla una amplia variedad de tipos de rocas de falla dúctil, desde protomilonitas poco deformadas hasta ultramilonitas que han absorbido grandes cantidades de deformación.

Con objeto de determinar las características microestructurales y texturales de la zona de cizalla de Cherneca se han estudiado diferentes tipos de milonitas: SO218 corresponde a una milonita poco deformada y está localizada en el borde sur de la banda de cizalla (Fig.7.2.); SO217C y SO217D pertenecen a bandas de ultramilonitas altamente deformadas que están situadas en el sector central de la zona de cizalla (Fig.7.3.); y SO217A y SO217B corresponden a cizallas subsidiarias antitéticas desarrolladas sobre una banda de protomilonitas también situada en la zona central de la zona de cizalla (Fig.7.3.).



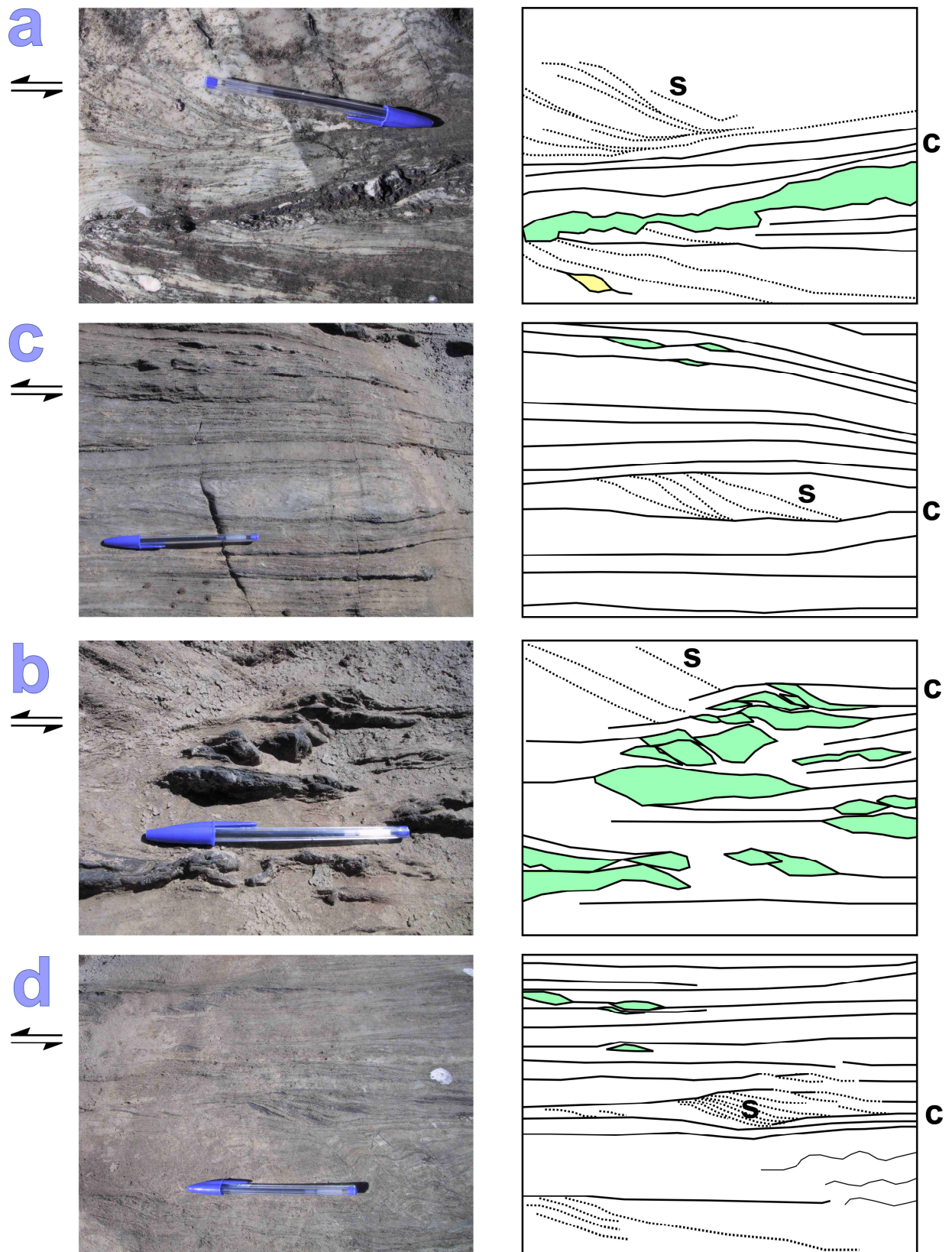
**Figura 7.3.** Esquema tectónico del afloramiento de donde se extrajeron las muestras de ultramilonitas (SO217C y SO217D) y de las cizallas subsidiarias antitéticas (SO217A y SO217B). También se muestra la orientación de los sistemas de referencia de cada grupo de muestras XYZ, y X'YZ' respectivamente, rotados entre sí 25 °, que corresponde al ángulo que forman las cizallas subsidiarias con la cizalla principal.

Las muestras fueron cortadas perpendicularmente a la foliación milonítica (plano XY perpendicular a Z) y paralelamente a la lineación de estiramiento (dirección X). Este sistema de referencia (XYZ) ha sido empleado para las muestras pertenecientes a milonitas de la cizalla sinistral principal, es decir SO218, SO217C y SO217D. En cambio las muestras SO217A y SO217B fueron cortadas perpendicularmente al plano de foliación milonítica de las cizallas dextrales subsidiarias (plano X'Y, perpendicular a Z') y paralelamente a su lineación de estiramiento (dirección X'). Este nuevo sistema de coordenadas de las muestras de las cizallas subsidiarias antitéticas presenta el eje Y paralelo al eje Y del sistema de referencia de la cizalla principal. Sin embargo los ejes X' y Z' del sistema de referencia de las cizallas subsidiarias antitéticas están rotados 25° respecto a sus equivalentes X y Z de la cizalla principal, dado que 25° es el ángulo que forma la foliación milonítica de la cizalla principal con las cizallas subsidiarias. La orientación de ambos sistemas de referencia está indicada en la Fig.7.3.

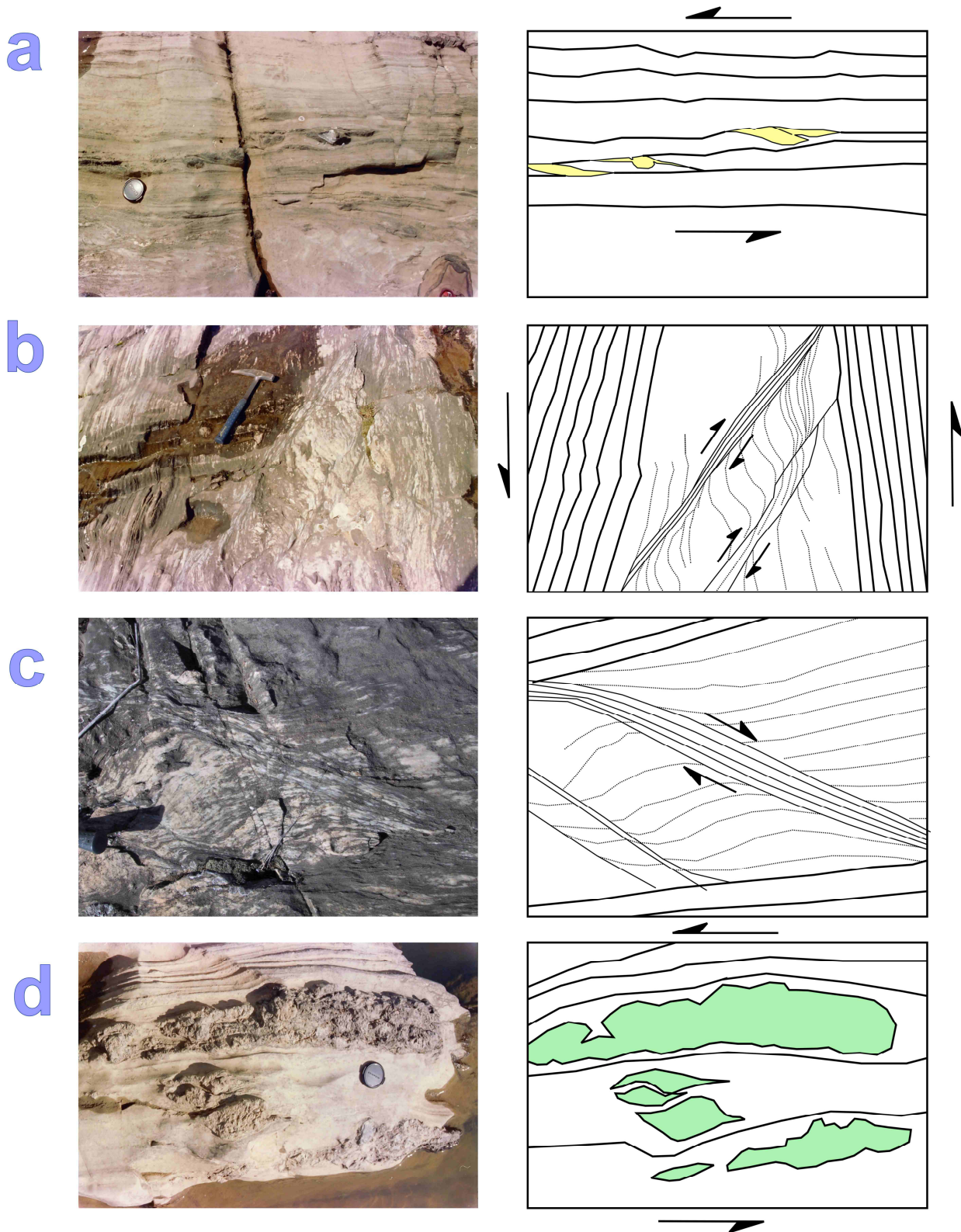
En diferentes puntos aparecen en el afloramiento porfiroclastos con colas de presión asimétricas indicativos de un sentido de movimiento sinistral (Fig.7.4.a-d, Fig.7.5.a) para la cizalla principal, que es coherente con el sentido de movimiento propuesto para la falla frágil de Cherneca por Tornos et al. (2001) y que es además consistente con el régimen varisco de colisión sinistral transpresiva descrito en la Zona de Ossa-Morena (Eguíluz et al., 2000).

Sin embargo, también se desarrollan movimientos antitéticos, como es el caso de una banda de protomilonitas, reológicamente mas competente que las ultramilonitas que la flanquean, que desarrolla un grupo de cizallas subsidiarias oblicuas con movimiento dextral (Fig.7.5.b y c). Las cizallas subsidiarias están orientadas a 25° en sentido horario respecto a la cizalla principal, y su cinemática dextral está indicada por los arrastres que sufre la foliación protomilonítica en las inmediaciones de las cizallas subsidiarias, a cuyos planos se unen de forma asintótica (Fig.7.3.). Esta estructura podría, en primer término, ser interpretada de forma incorrecta como una estructura tipo S-C' de escala métrica, pero en ese caso indicaría un movimiento de la cizalla principal de tipo dextral que es contradictorio con numerosos indicadores en el afloramiento y con los criterios de movimiento deducidos del estudio de petrofábrica y de tipo microestructural. Sin embargo ya fue advertido por Behrmann (1987) que en las zonas de cizalla dúctil también se pueden generar familias de cizallas subsidiarias antitéticas con orientaciones similares a los planos C' (que tienen por definición un movimiento sintético). El desarrollo de estos planos antitéticos está especialmente favorecido si existe una componente de aplastamiento perpendicular al plano de cizalla, una deformación transpresiva que concuerda con las características del régimen tectónico durante la Orogenia Varisca en la Zona de Ossa-Morena.





**Figura 7.4.** Fotografías de campo. Las imágenes a,b,c y d muestran colas de presión que dan criterios de movimiento sinistral para la cinemática de la cizalla de Cherneca principal. También aparecen estructuras S-C que dan el mismo sentido de movimiento.



**Figura 7.5.** La imagen a presenta porfiroclastos de la zona de cizalla principal de Cherneca que dan criterios cinemáticos sinestrales. Las imágenes b y c corresponden a las cizallas subsidiarias antitéticas. La imagen d muestra boudenes de rocas de skarn introducidos dentro de la zona de cizalla entre mármoles, lo que demuestra que las rocas de skarn están afectadas por la deformación milonítica.



### **7.3 RESULTADOS**

El estudio de microtectónica de los mármoles miloníticos de la zona de cizalla dúctil de Cherneca se componen de un estudio microestructural en lámina delgada y un estudio de petrofábrica realizado mediante EBSD. En ambos apartados se describe en detalle cada una de las muestras analizadas.

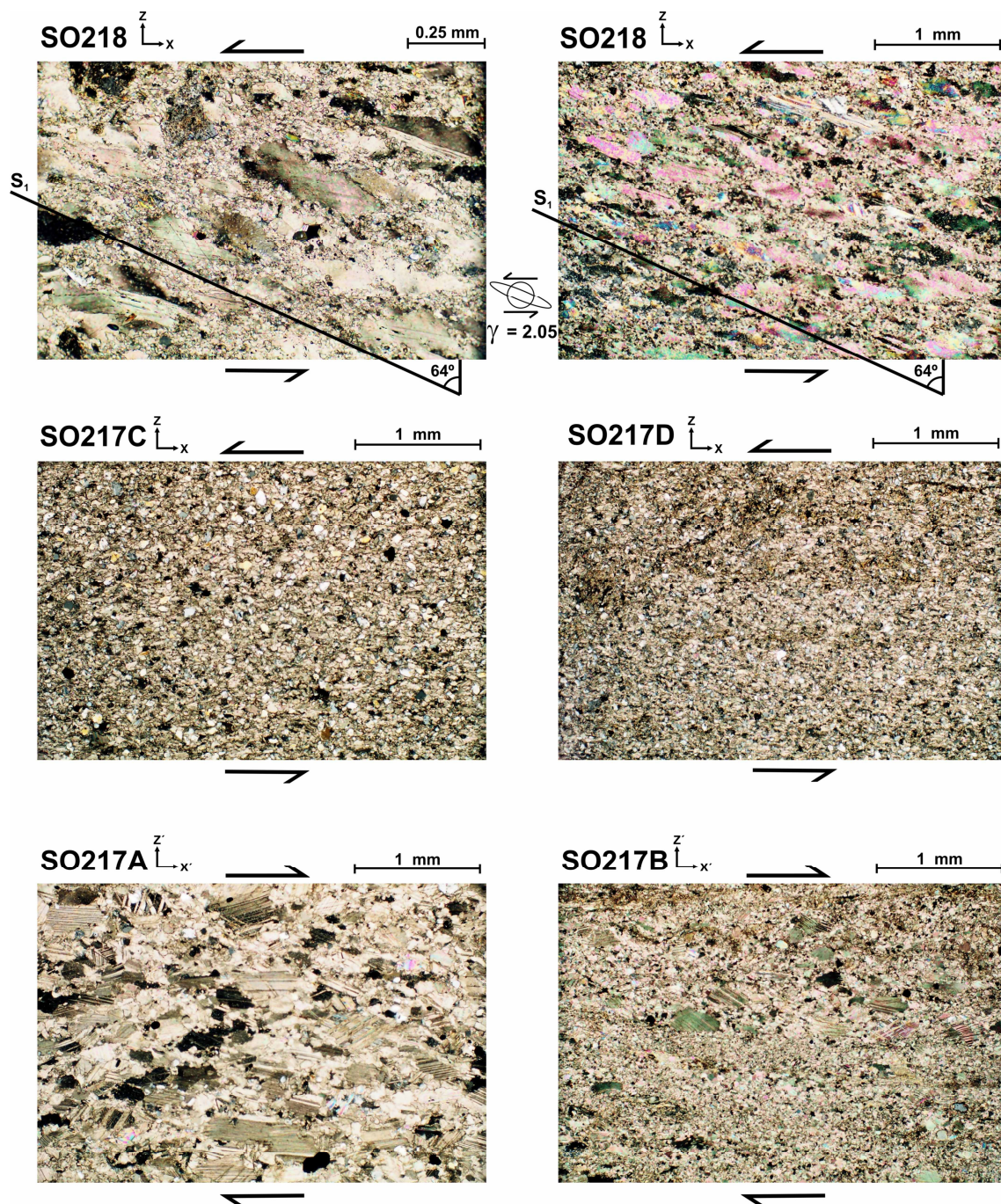
#### **7.3.1. Estudio microestructural**

##### **7.3.1.1. Estado previo a la deformación por cizalla (SO235)**

Los mármoles de Bodonal-Cala situados en un afloramiento externo pero cercano al borde sur de la zona de cizalla (ver situación de la muestra SO235 en la Fig.7.2.) están formados casi exclusivamente por calcita. Como fase secundaria aparecen óxidos de Fe dispersos entre las distintas capas de un bandeado, visible a escala macroscópica, consistente en una alternancia de capas de calcita de grano fino (80 $\mu$ ) y grano grueso (250 $\mu$ ). Los granos de calcita son equidimensionales y presentan abundantes uniones triples con bordes de grano rectos. Aunque aparecen algunas maclas, no existe una deformación intracristalina significativa, al menos generada posteriormente al proceso de recrecimiento cristalino por temperatura que ha generado la textura descrita en la roca.

##### **7.3.1.2. Milonita poco deformada (SO218)**

La mineralogía de la muestra SO218, que pertenece a la zona de cizalla en su proximidad al borde sur (Fig.7.2), está principalmente formada por calcita aunque se han observado algunos granos redondeados de cuarzo (<1% modal). La microestructura de SO218 es típica de una milonita poco deformada, en donde los porfiroclastos (200 $\mu$ ) son abundantes (31% de la superficie de la lámina) y aparecen completamente rodeados por granos de recristalización dinámica (10 $\mu$ , 69%), dando lugar a una textura típica de tipo *core-mantle* (Fig.7.6.). Se pueden observar algunas maclas suavemente plegadas que se generaron en un primer momento y fueron posteriormente rotadas junto con los porfiroclastos durante la deformación de la zona de cizalla, en un sentido antihorario tendente a un paralelismo con el plano de cizalla. Esta rotación y estiramiento de los porfiroclastos y sus maclas internas originan una fuerte orientación preferente de forma que es oblicua respecto del plano de cizalla, dando lugar a un criterio de movimiento sinistral para esta muestra. Las secciones elípticas de los porfiroclastos, que pueden apreciarse en la Fig.7.6., cuyos ejes largos están todos orientados paralelamente, proceden en origen de granos isométricos como los que presenta la muestra no cizallada SO235. Esto implica que los granos inicialmente redondeados han actuado como marcadores pasivos deformándose plásticamente hasta alcanzar las geometrías elípticas que observamos en la muestra SO218.



**Figura 7.6.** Microestructuras de las milonitas de la zona de cizalla de Cherneca que posteriormente han sido analizadas mediante EBSD. En la parte superior se muestran dos fotografías de distinta escala de SO218, que es una milonita con texturas tipo *core-mantle*, donde los porfiroclastos están elongados según una foliación de forma  $S_1$  dando un criterio de deformación por cizalla sinistral. Mediante el ángulo que forma  $S_1$  con la normal al plano de cizalla (línea horizontal) se puede estimar el valor de  $\gamma = \tan(64^\circ) = 2.05$ . En la fila intermedia se muestran fotografías de las muestras ultramiloníticas, donde se aprecian diferentes cantidades de cuarzo detrítico (más abundante y grueso en SO217C que en SO217D). La fila inferior muestra las microestructuras de las cizallas subsidiarias con distinto desarrollo de la recrystalización dinámica (incipiente en SO217A y más intensa en SO217B), los porfiroclastos en estas muestras presentan una foliación de forma paralela al plano de la cizalla subsidiaria.

La elongación de los porfiroclastos indica la dirección de una foliación oblicua inicial  $S_1$  (siguiendo la clasificación de foliaciones definida por Barnhoorn et al., 2004), cuya orientación respecto al plano de cizalla puede ser utilizada para determinar con precisión la deformación por cizalla simple ( $\gamma$ ) acomodada en la muestra. La deformación por cizalla simple ( $\gamma$ ) viene definida por la tangente del ángulo entre  $S_1$  y la normal al plano de cizalla que en este caso es  $64^\circ$  dando por lo tanto una deformación por cizalla simple de  $\gamma = 2.05$  (Fig.7.6.). Esta estimación de  $\gamma$  representa probablemente un máximo si consideramos que la zona de cizalla de Cherneca tiene un carácter transpresivo, como será discutido más adelante. Dado que, una componente de aplastamiento perpendicular al plano de cizalla causaría un incremento del ángulo entre  $S_1$  y la perpendicular al plano de cizalla, aumentando por tanto el valor estimado de  $\gamma$  que no se correspondería con su valor real más bajo.

Por otro lado, microestructuras muy similares a la que presenta la muestra SO218 con texturas tipo *core-mantle* definiendo una foliación de forma oblicua han sido reproducidas con éxito por Pieri et al. (2001a, b) y Barnhoorn et al. (2004) en experimentos de deformación por cizalla simple mediante torsión realizados bajo diferentes condiciones de temperatura para valores de  $\gamma$  de 1.5 – 3 coincidentes con el valor estimado para SO218.

### 7.3.1.3. Ultramilonitas (SO217C, SO217D)

SO217C y SO217D pertenecen a dos bandas diferentes de ultramilonitas cuya ubicación se muestra en la Fig.7.3. Los mármoles que forman estas ultramilonitas tienen un color blanquecino lo que podría indicar una pureza en su composición carbonática; sin embargo al microscopio muestran una proporción elevada de impurezas (Fig.7.6.). La principal fase mineral que aparece después de la calcita en estas muestras es el cuarzo con granos redondeados con una abundancia de aproximadamente un 30% en SO217C y un 20% en SO217D. El tamaño de grano medio en la muestra SO217C es  $70\mu$  para el cuarzo y  $30\mu$  para la calcita, lo que contrasta con los tamaños más pequeños de SO217D que son de aproximadamente  $35\mu$  para el cuarzo y  $25\mu$  para la calcita. Observando en detalle los bordes de grano de la calcita se puede apreciar que en la muestra SO217D tienen geometrías más sinuosas que en la muestra SO217C cuyos bordes de grano son más rectos. De lo que se puede inferir que SO217D muestra una microestructura típica de un mosaico completo de granos de recristalización dinámica, solamente perturbado por la presencia de los granos de cuarzo con tamaños sólo un poco mayores que los granos de recristalización dinámica de calcita. En cambio, la microestructura de SO217C está mas influida por la presencia de un gran porcentaje de granos de cuarzo con tamaños más grandes que en la muestra anterior. La presencia de estos granos de cuarzo mayores y más abundantes parece controlar el tamaño medio de los granos de calcita. Esta muestra presenta bordes de grano de la calcita más rectos, una observación que parece indicar que los procesos de recristalización dinámica han sido menos intensos y menos importantes durante el desarrollo de la microestructura. Sin embargo, parece que está controlada por la deformación interna de los granos de calcita cizallados por el arrastre producido entre

los granos de cuarzo que, a las temperaturas a las que tuvo lugar la deformación, se comportaron de forma competente.

El desarrollo de una foliación de forma oblicua estable secundaria ( $S_2$  siguiendo la terminología de Barnhoorn et al., 2004), equivalente a las que han sido observadas en experimentos con valores de cizalla elevados y mosaicos completos de recristalización dinámica como los realizados por Pieri et al. (2001a, b) y Barnhoorn et al. (2004), no ha sido observada en nuestras ultramilonitas (Fig.7.6.). La ausencia de esta foliación de forma oblicua secundaria en SO217C y SO217D se debe probablemente a la presencia de importantes cantidades de granos de cuarzo detrítico que inhiben el desarrollo de dicha microestructura, dado que el desplazamiento de unos granos de cuarzo respecto a otros durante el flujo por cizalla simple provoca una disrupción de cualquier foliación que se esté generando de forma incipiente.

#### *7.3.1.4. Cizallas subsidiarias antitéticas (SO217A, SO217B)*

Estas muestras pertenecen a las cizallas subsidiarias dextrales que se desarrollan sobre una banda de protomilonitas que aparecen representadas en la Fig.7.3. La microestructura de las cizallas subsidiarias antitéticas estudiadas es diferente a la de las muestras de ultramilonitas o la milonita poco deformada descritas previamente, y también resultan diferentes entre las dos cizallas antitéticas muestreadas. Ambas muestras (SO217A, SO217B) presentan texturas de tipo *core-mantle* con abundantes porfiroclastos rodeados por un mosaico de granos de recristalización dinámica. SO217A tiene un tamaño de grano mayor que SO217B, tanto referido a los porfiroclastos como a los granos de recristalización dinámica (Fig.7.6.). SO217A presenta una media de tamaño de grano de 350 $\mu$  para los porfiroclastos y 30 $\mu$  para los granos de recristalización dinámica, mientras que SO217B presenta medias de 200 $\mu$  y 25 $\mu$  respectivamente. Esta diferencia entre ambas muestras puede ser explicada por la intensidad del proceso de recristalización dinámica: en SO217A solo el 44% de la superficie de la muestra está recristalizada dinámicamente, lo que contrasta con el 77% de superficie dominada por los granos recristalizados dinámicamente en SO217B. En consecuencia se deduce que la deformación por cizalla simple acomodada por SO217B fue mayor que la absorbida por SO217A, si se considera que el porcentaje de granos recristalizados dinámicamente se incrementa cuando el valor de la deformación por cizalla aumenta.

El relajamiento de los esfuerzos asociado a la reducción de tamaño de grano durante la recristalización dinámica fue inicialmente más pronunciado en SO217B, lo que permitió un proceso de retroalimentación positiva que favoreció la concentración de la deformación en esta estrecha banda subsidiaria de forma preferente. Por este motivo se puede considerar el estadio actual de SO217A como más primitivo en el desarrollo de una cizalla subsidiaria, mientras que el de SO217B sería más evolucionado.

Los porfiroclastos en ambas muestras, SO217A y SO217B, están elongados paralelamente al plano de cizalla subsidiario, un hecho que contrasta claramente con la orientación oblicua de los porfiroclastos de tamaños y elongaciones similares observados en la muestra SO218. Durante la deformación en estudios experimentales (Pieri et al., 2001a, b; Barnhoorn et al., 2004) ha sido ampliamente observado que los porfiroclastos sufren una elongación y rotación progresivas de forma pasiva tendente a una paralelización con el plano de cizalla, alcanzando una orientación prácticamente paralela al plano de cizalla para valores muy altos de  $\gamma$ . Considerando (1) los pequeños desplazamientos acomodados por las cizallas subsidiarias dextrales, que pueden apreciarse en la geometría que presentan en el afloramiento (Fig.7.3.), y (2) las geometrías poco elongadas de los porfiroclastos de estas muestras, un valor de  $\gamma$  muy elevado para dichas cizallas debe ser descartado. En consecuencia, un valor alto de  $\gamma$  no puede ser el mecanismo que ha generado una foliación de forma paralela al plano de cizalla, por lo que es necesaria otra explicación. Una posibilidad que no debe ser descartada es que la orientación preferente de forma de los porfiroclastos puede haberse generado durante la deformación sinistral de la cizalla principal desarrollada en la banda de protomilonitas donde a continuación se nuclea las cizallas subsidiarias. La orientación de forma preferente que se observa en estas muestras está orientada respecto al sistema de referencia de la cizalla principal dando un criterio de movimiento sinistral, lo que concuerda con una génesis durante la deformación sinistral de la cizalla principal. A continuación la presencia de esta foliación de forma en la banda de protomilonitas ( $S_1$ ) habría actuado como una anisotropía planar favoreciendo la nucleación de las cizallas subsidiarias con sentido de movimiento dextral paralelamente a esta fábrica previa.

### **7.3.2. Petrofábrica**

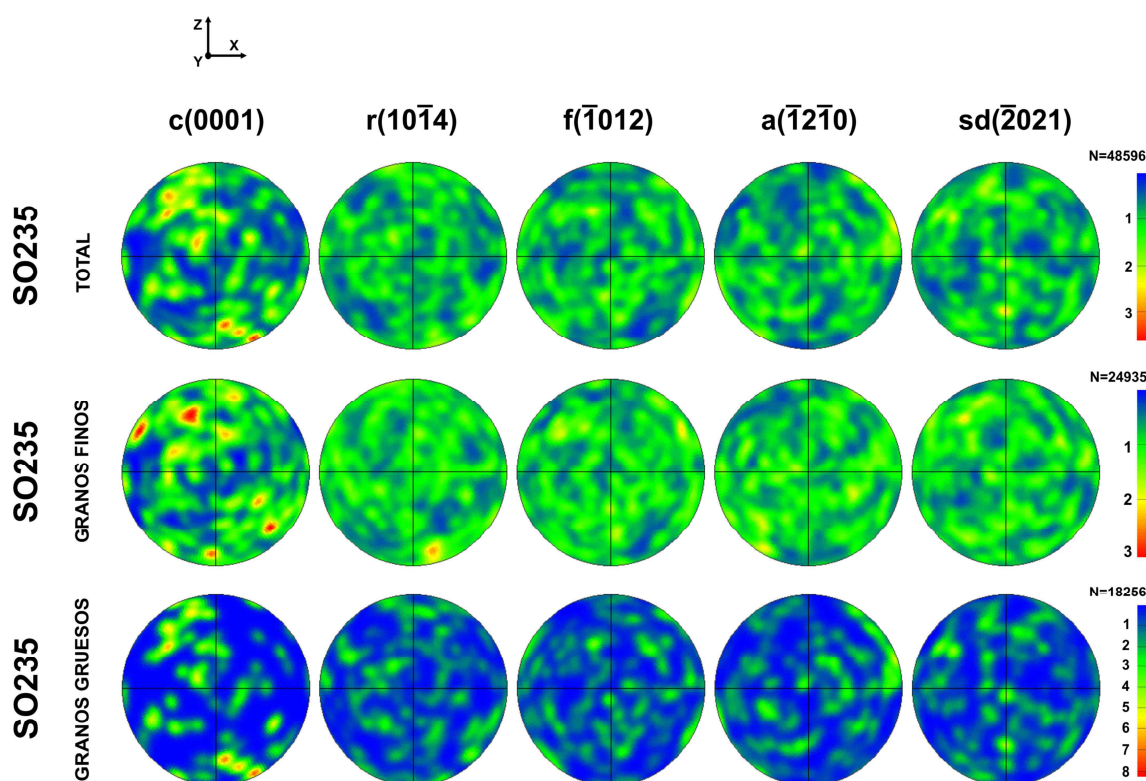
La estimación de las orientaciones cristalográficas preferentes (OCPs) fue realizada mediante la medida de la orientación cristalográfica individual de los granos de calcita usando EBSD. En esta ocasión las medidas se realizaron mediante una configuración automática que toma una medida según un paso de malla constante. El valor de este paso de malla fue estimado para cada muestra dividiendo entre 2 el tamaño de los granos más pequeños encontrados. Esta configuración permite a posteriori una reconstrucción de los bordes de grano y la realización de mapas de orientaciones, con una precisión suficiente que permite tener al menos una medida hasta en los granos más pequeños. A diferencia de las determinaciones de orientaciones cristalográficas realizadas en las muestras ígneas que fueron realizadas de forma manual, la configuración automática utilizada en el presente estudio genera un enorme volumen de datos (varios miles por muestra) donde la importancia de la orientación de un grano en la representación estereográfica final es proporcional al tamaño del grano, dado que los granos mayores tendrán un mayor número de medidas que los más pequeños. Las muestras orientadas fueron cortadas en láminas delgadas que fueron utilizadas para el estudio microestructural y también fueron pulidas para la utilización del EBSD.



El tratamiento de los datos de orientación cristalográfica permite delinear los bordes de grano. El criterio utilizado consiste en considerar que existe un borde de grano cuando el ángulo que forman las redes cristalográficas entre dos medidas adyacentes es superior a 15°. Utilizando este método se reconstruyeron los bordes de grano de las áreas analizadas, lo que permitió separar el conjunto de los datos de orientación en clases según el tamaño de grano. Esta metodología se aplicó con el objeto de diferenciar la contribución de los porfiroclastos respecto a los granos de recristalización dinámica en la génesis de la orientación cristalográfica preferente total de cada muestra.

### 7.3.2.1. Estado previo a la deformación por cizalla (SO235)

La muestra SO235 pertenece a los mármoles de Bodonal-Cala, pero está localizada fuera de la zona de cizalla de Cherneca. Esta muestra está recogida de un afloramiento en donde se observan dos etapas superpuestas de plegamiento. Estas estructuras se observan gracias al plegamiento de la estratificación delineada por un bandeo de capas de grano fino y grueso alternantes.



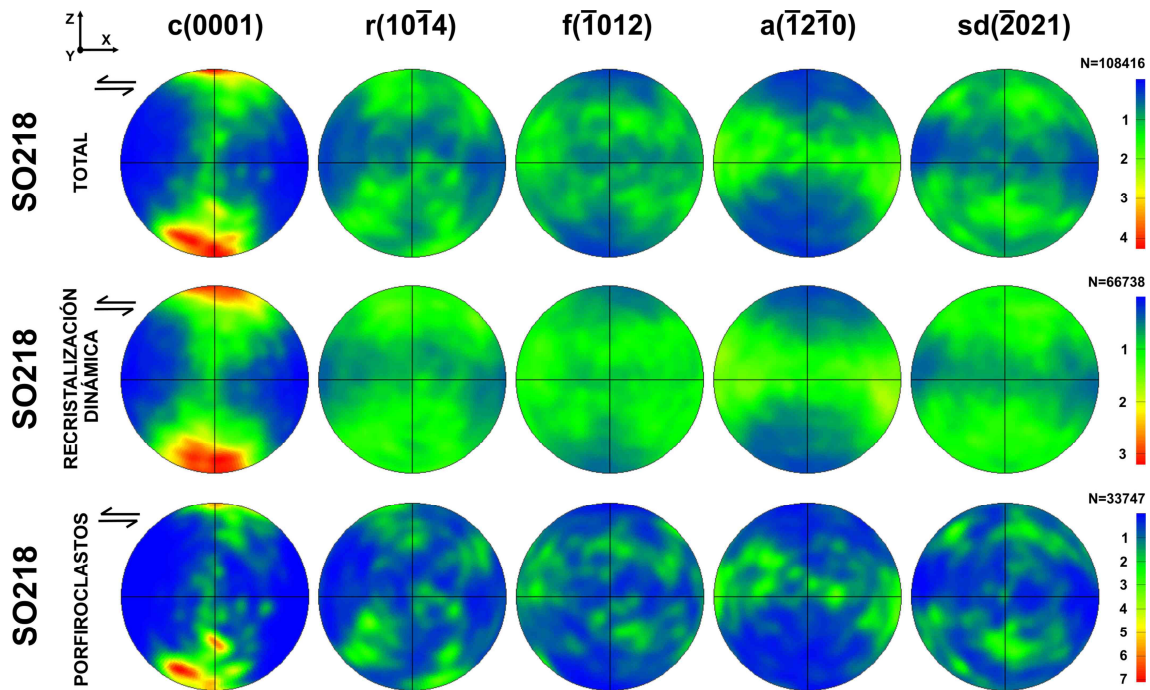
**Figura 7.7.** Proyecciones estereográficas equiareales del hemisferio inferior correspondientes a la orientación preferente de los polos de {c}, {r}, y {f} y los ejes <a> y <sd> de la muestra localizada fuera de la zona de cizalla de Cherneca, SO235. Los datos de orientación han sido separados según los tamaños de grano: se muestran las OCPs de las bandas de grano finos y de las bandas de grano grueso. N representa el número de medidas realizadas mediante EBSD.

La OCP del conjunto total de los datos es aproximadamente aleatoria indicando que la cantidad de cizalla pura acomodada por la muestra durante el plegamiento no ha servido para generar una

orientación cristalográfica preferente significativa (Fig.7.7.). Mediante la reconstrucción de los bordes de grano previamente descrita se realizó una separación de los datos según el tamaño de grano, obteniendo la OCP separada de las bandas de grano fino y las bandas de grano grueso que presentan patrones aleatorios similares (Fig.7.7.).

### 7.3.2.2. Milonita poco deformada (SO218)

La muestra SO218 está localizada cerca del borde sur de la zona de cizalla. Como se ha evidenciado en el apartado anterior, se trata de una milonita caracterizada por una microestructura de tipo *core-mantle* con abundantes porfiroclastos completamente rodeados por granos de recrystalización dinámica.



**Figura 7.8.** Proyecciones estereográficas equiareales del hemisferio inferior correspondientes a la orientación preferente de los polos de {c}, {r}, y {f} y los ejes <a> y <sd> de la muestra localizada junto al borde sur de la zona de cizalla de Cherneca, SO218. Los datos de orientación han sido separados mediante la reconstrucción de los tamaños de grano. De este modo se ha calculado la contribución de los granos de recrystalización dinámica a la OCP total, así como la contribución de los porfiroclastos. N representa el número de medidas realizadas mediante EBSD.

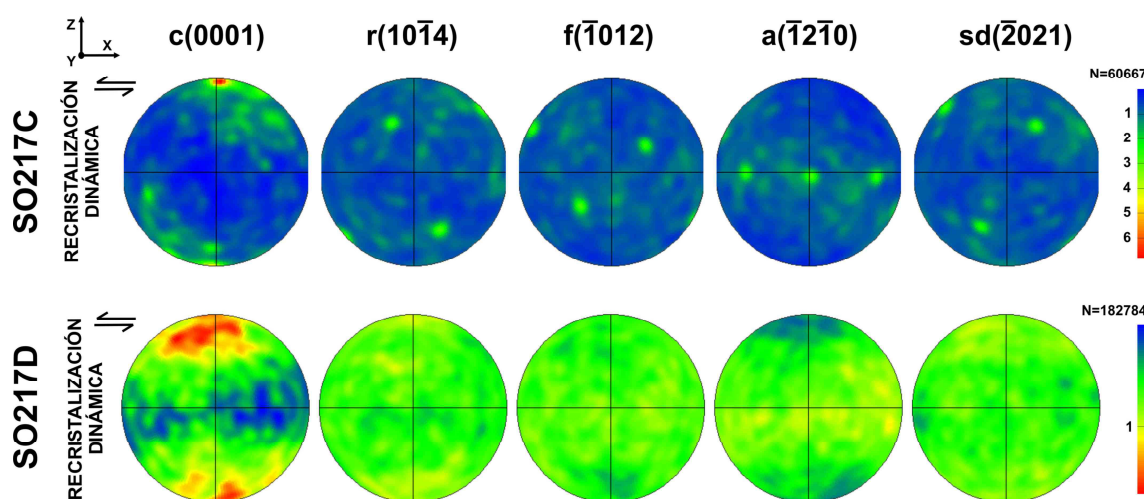
Aunque la microestructura indica un valor de cizalla moderado (Fig.7.6.) durante la deformación se ha desarrollado una orientación cristalográfica preferente intensa (Fig.7.8.). La OCP de la muestra SO218 se caracteriza por un fuerte máximo de los polos {c} orientado perpendicularmente al plano de cizalla, acompañado por una guirnalda menos intensa en el plano YZ. Por otro lado los ejes <a> están distribuidos dentro de una guirnalda en el plano de cizalla XY con una mayor intensidad en torno a la dirección de transporte tectónico X. esta disposición parece indicar que el sistema de deslizamiento

$\{c\}\langle a \rangle$  ha jugado un papel fundamental durante la deformación. La simetría de la OCP es monoclinica con respecto al plano de cizalla (rotada  $10^\circ$  en sentido horario) indicando un sentido de la cizalla sinistral coherente con los indicadores macroscópicos.

La separación del conjunto de los datos de orientaciones cristalográficas por tamaños de grano evidenció algunas diferencias entre las OCPs de los porfiroclastos frente a los granos de recristalización dinámica. Dejando de lado el aspecto más homogéneo de la OCP de los granos de recristalización dinámica respecto a la de los porfiroclastos debido a la diferencia en el número de granos medidos (mucho mayor en los de recristalización dinámica), algunas diferencias persisten entre ambas OCPs. Aunque la distribución de los polos  $\{c\}$  y los ejes  $\langle a \rangle$  son casi equivalentes, el patrón de los polos  $\{r\}$  es diferente. Los granos de recristalización dinámica muestran un máximo amplio de polos  $\{r\}$  en torno a Z, indicativo de un posible sistema de deslizamiento  $r\langle a \rangle$ , propuesto por Pieri et al. (2001a, b) y Barnhoorn et al. (2004), activo durante la deformación. Sin embargo los polos  $\{r\}$  de los porfiroclastos muestran dos máximos: uno rotado  $10^\circ$  según el sentido de la cizalla respecto al eje Z y otro a  $50^\circ$  del eje Z en sentido contrario a la cizalla.

### 7.3.2.3. Ultramilonitas (SO217C, SO217D)

Cada muestra pertenece a una banda de ultramilonitas diferente y también presentan OCPs muy diferentes que están representadas en la Fig.7.9. Esta diferencia en las texturas de ambas muestras está probablemente controlada por la distribución de impurezas como por ejemplo la diferente cantidad de cuarzo detrítico encontrada en ambas muestras.



**Figura 7.9.** Proyecciones estereográficas equiareales del hemisferio inferior correspondientes a la orientación preferente de los polos de  $\{c\}$ ,  $\{r\}$ , y  $\{f\}$  y los ejes  $\langle a \rangle$  y  $\langle sd \rangle$  de la muestras ultramiloníticas SO217C y SO217D. N representa el número de medidas realizadas mediante EBSD.



SO217C presenta una OCP con simetría monoclinica respecto al plano de cizalla con un máximo de los polos {c} rotado en contra del sentido de la cizalla dando un criterio de movimiento sinistral para esta muestra que es coherente con la cinemática general de la zona de cizalla. Los ejes <a> están dispuestos dentro de una suave guirnalda perpendicular al máximo de los polos {c} mostrando tres máximos menores dentro del plano (XY). El sistema de deslizamiento más favorable para generar la textura observada es  $c\langle a \rangle$ .

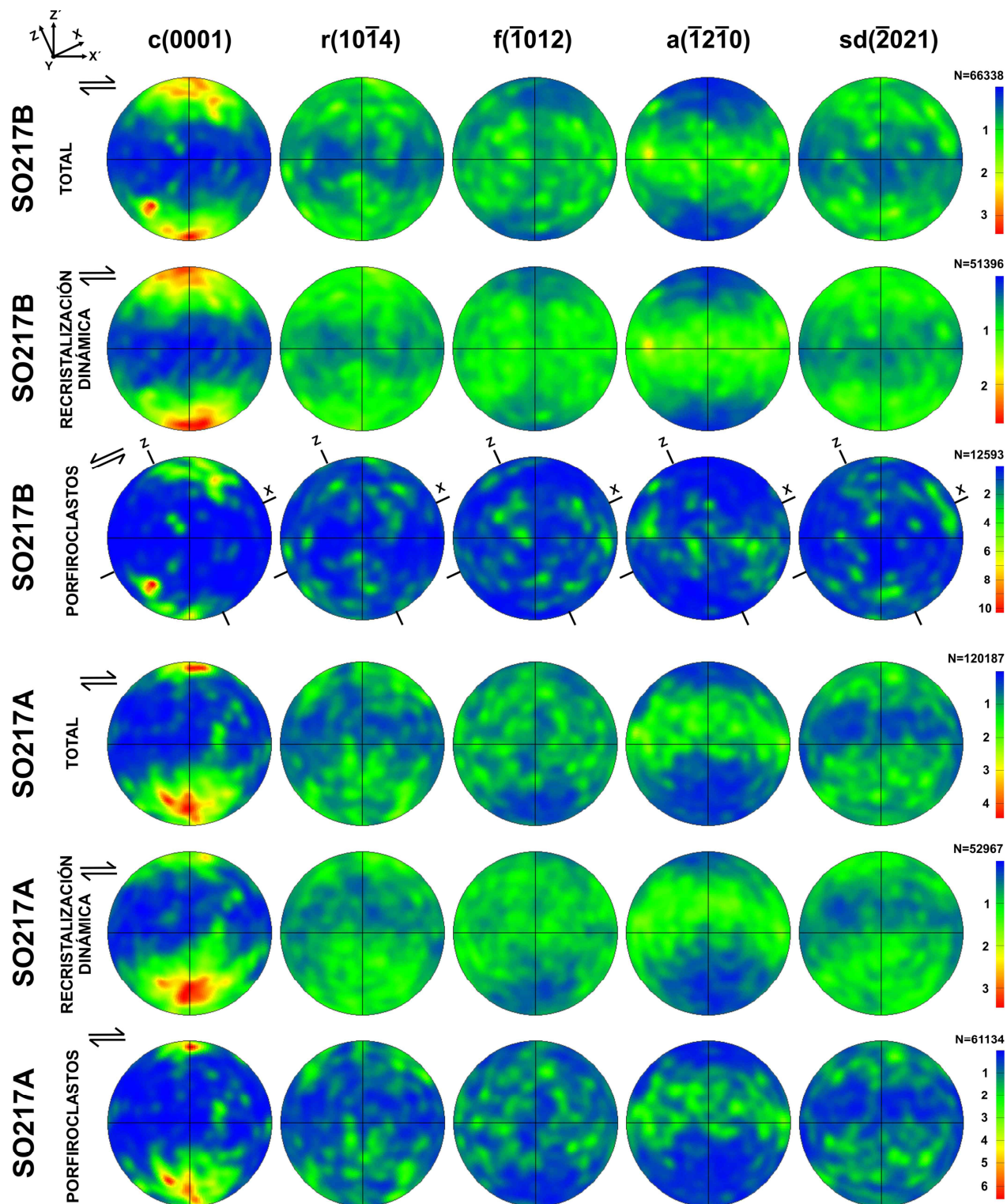
La OCP obtenida de la muestra SO217D, que representa un mosaico completo de granos de recristalización dinámica, indica una simetría ortorrómbica respecto al plano de cizalla. Los polos {c} y {r} están situados perpendicularmente al plano de cizalla XY. Los ejes <a> están dispuestos dentro del plano de cizalla con una mayor abundancia en la dirección X. Esta geometría sugiere que tanto el sistema de deslizamiento  $c\langle a \rangle$  como el  $r\langle a \rangle$  han estado activos durante la deformación; aunque el sistema de deslizamiento  $c\langle a \rangle$  parece tener una importancia mayor en la generación de la textura de la roca dado que el máximo de los ejes {c} perpendicular al plano de cizalla es más intenso que el de los polos {r}.

### 7.3.2.4. Cizallas subsidiarias antitéticas (SO217A, SO217B)

Un estudio detallado de las orientaciones cristalográficas preferentes desarrolladas en las cizallas subsidiarias antitéticas ha sido llevado a cabo con el objetivo de desentrañar la génesis y evolución de estas cizallas. Las dos muestras pertenecientes a distintas cizallas subsidiarias (SO217A y SO217B) fueron analizadas con EBSD, y sus OCPs están representadas en las proyecciones estereográficas de la Fig.7.10. En estas muestras, a diferencia de todas las anteriores, el sistema de referencia es  $X'YZ'$ , donde  $X'Y$  es el plano de cizalla subsidiario normal a la dirección  $Z'$ , y  $X'$  corresponde a la dirección de transporte tectónico. La orientación de este sistema de referencia respecto al de la cizalla principal (XYZ) aparece indicado en la Fig.7.3. y también en la Fig.7.10. con objeto de ayudar a la interpretación de los datos.

La muestra SO217B presenta una OCP compleja originada por la mezcla de dos texturas distintas, la que presentan los porfiroclastos y la que presentan los granos de recristalización dinámica de la matriz. Los granos de recristalización dinámica muestran un máximo ancho de los polos {c} perpendicular a el plano de cizalla subsidiario ( $X'Y$ ) y un máximo más tenue de los polos {r} en la misma posición. En cambio los ejes <a> están orientados con una guirnalda dentro del plano de cizalla subsidiario ( $X'Y$ ) que presenta un máximo en torno a la dirección de transporte tectónico ( $X'$ ).

Al igual que la muestra SO217D (Fig.7.9.), los granos de recristalización dinámica de SO217B presentan una simetría ortorrómbica (Fig.7.10.) respecto al plano de cizalla indicativa de la presencia de los sistemas de deslizamiento  $c\langle a \rangle$  y en menor medida  $r\langle a \rangle$  activos durante la deformación.



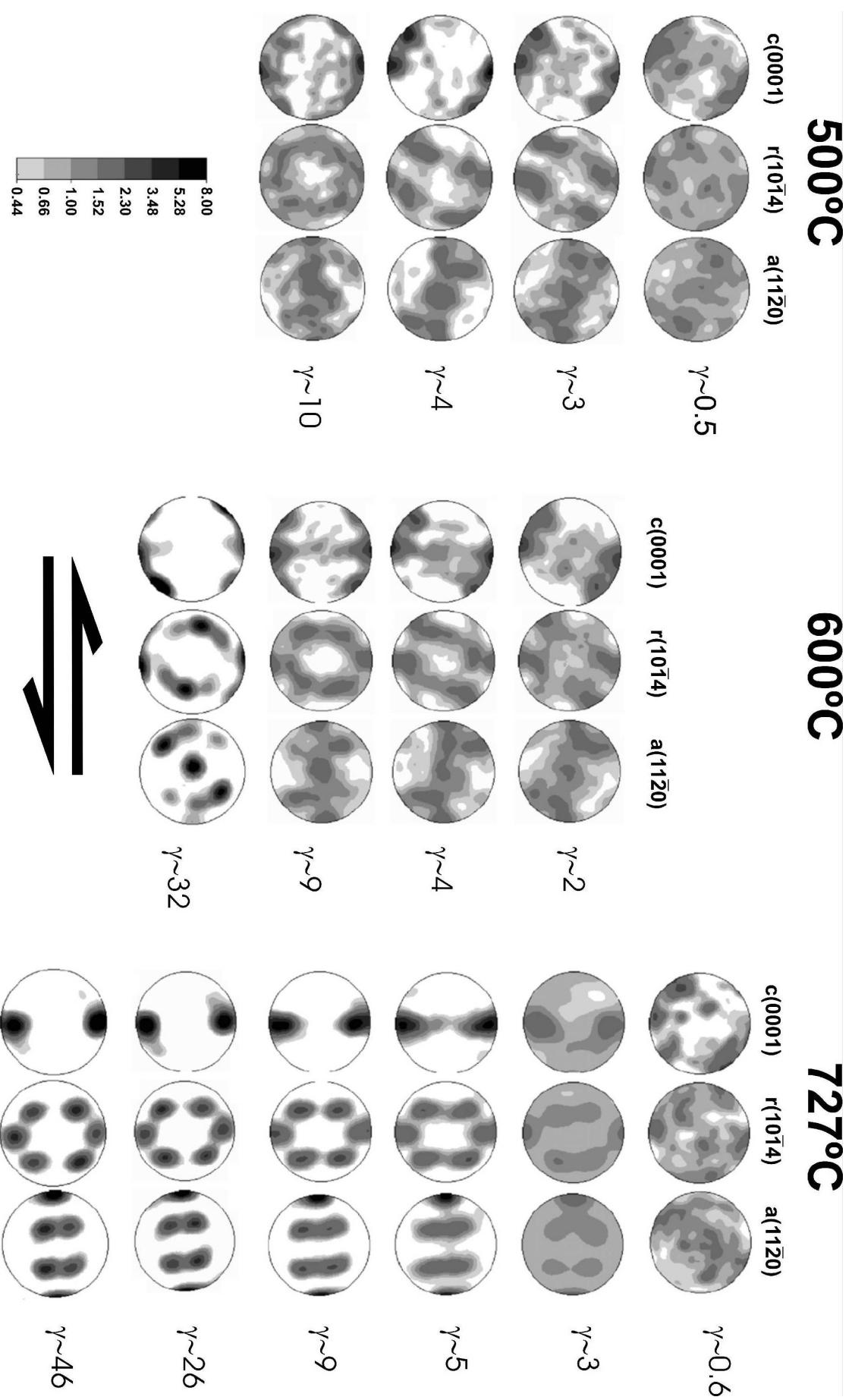
**Figura 7.10.** Proyecciones estereográficas equiareales del hemisferio inferior correspondientes a la orientación preferente de los polos de  $\{c\}$ ,  $\{r\}$ , y  $\{f\}$  y los ejes  $\langle a \rangle$  y  $\langle sd \rangle$  de las muestras pertenecientes a las cizallas antitéticas subsidiarias, SO217A y SO217B. Los datos de orientación han sido separados mediante la reconstrucción de los tamaños de grano. De este modo se ha calculado la contribución de los granos de recrystalización dinámica a la OCP total así como la contribución de los porfiroclastos, para cada una de las muestras. Los sistemas de referencia de las cizallas subsidiarias (X'YZ') y de la cizalla principal (XYZ) están indicados para ayudar a la interpretación de los resultados. N representa el número de medidas realizadas mediante EBSD.

Sin embargo la orientación de los porfiroclastos en SO217B no es equivalente a la de los granos de recrystalización dinámica. La orientación preferente de los polos {c} está también situada en torno a  $Z'$ , pero en este caso (porfiroclastos) se pueden distinguir dos máximos diferentes, uno en Z, en este caso perpendicular al plano de la cizalla principal, y el otro situado entre Z y X (Fig.7.10.). La orientación de los ejes  $\langle a \rangle$  en los porfiroclastos está restringida a una guirnalda perpendicular al segundo máximo descrito de los polos {c}, mostrando además tres máximos menores dentro de la guirnalda. Si consideramos esta textura respecto al sistema de referencia de la cizalla principal (XYZ), presenta una simetría monoclinica indicativa de un sentido de movimiento sinistral. Los sistemas de deslizamiento probablemente activos durante la generación de la OCP de los porfiroclastos de SO217B son  $c\langle a \rangle$ ,  $r\langle a \rangle$  y también  $r\langle sd \rangle$ .

La muestra SO217A se caracteriza por una OCP que es concordante para ambos tipos de granos, tanto los porfiroclastos como los granos de recrystalización dinámica, y es equivalente a la que presentan los granos de recrystalización dinámica de SO217B. En esta muestra existe una pequeña rotación ( $10^\circ$ ) en el plano  $YZ'$  debida probablemente a un error en la elección del plano de corte de la muestra durante el proceso de preparación. A pesar de este problema se puede apreciar la similitud con la textura de los granos de recrystalización dinámica de SO217B, por lo que se deduce que los mismos sistemas de deslizamiento estuvieron activos durante la deformación:  $c\langle a \rangle$  y en menor medida  $r\langle a \rangle$ .

#### **7.4 DISCUSIÓN**

La deformación observada a través de la zona de cizalla de Cherneca tiene un carácter dúctil. Aunque algunas maclas de carácter mecánico han sido observadas (Fig.7.6.) la cantidad de deformación por cizalla simple, que se puede acomodar exclusivamente mediante el maclado de la calcita, es muy baja ( $\gamma_{\max} = 0.68$ , considerando una orientación óptima del cristal individual Wenk, 1985). Este hecho unido a las observaciones de extinciones ondulantes, subgranos y granos de recrystalización dinámica generando texturas *core-mantle* (Fig.7.6.) son indicativos de una deformación plástica interna de los granos de calcita que está acomodada por un mecanismo de deslizamiento y ascenso de dislocaciones. La muestra SO218 muestra un tamaño similar de los subgranos y de los granos de recrystalización dinámica (Fig.7.6.), lo que parece indicar que la recrystalización se produce mediante la rotación de los subgranos para alcanzar orientaciones favorables al deslizamiento (orientaciones controladas por los sistemas de deslizamiento activos durante la deformación).



**Figura 7.11.** Proyecciones estereográficas equiareales del hemisferio inferior correspondientes a la orientación preferente de los polos de  $\{c\}$ ,  $\{r\}$ , y los ejes  $\langle a \rangle$  de muestras del mármol de Carrara, deformadas experimentalmente bajo diferentes condiciones de temperatura y deformación por cizalla (). Figura modificada de Barnhoorn et al. (2004).

### 7.4.1. Comparación de las OCPs con estudios experimentales y simulaciones numéricas

Aunque existen algunos trabajos experimentales previos realizados en régimen de cizalla simple (Kern y Wenk, 1983; Schmid et al., 1977), el grueso de los datos ha sido obtenido desde que se aplicó una configuración de deformación mediante torsión, que permite alcanzar valores de cizalla simple muy elevados (teóricamente infinitos). Estos estudios se han realizado bajo múltiples condiciones de temperatura (Casey et al., 1998; Pieri et al. 2001a, b; Barnhoorn et al., 2004, 2005). Este amplio trabajo experimental ha producido un importante registro de texturas que han sido empleadas para contrastar los resultados del presente estudio (Fig.7.11.). Los resultados obtenidos en muchos casos son equivalentes a algunas muestras experimentales, aunque de forma general las muestras naturales suelen presentar patrones más difusos con máximos más anchos que sus equivalentes experimentales. Esto puede ser debido a un cierto grado de recrystalización térmica (Barnhoorn et al., 2005) de las muestras sufrida después de la deformación, un proceso probablemente favorecido en nuestras muestras por el metamorfismo de contacto originado por la intrusión coetánea de las gabronoritas de Aguablanca.

#### 7.4.1.1. Milonita poco deformada (SO218)

Barnhoorn et al. (2004) obtuvieron una CPO similar a la de la muestra SO218, en los experimentos realizados con valores de cizalla ( $\gamma$ ) entre 2 y 5 y una temperatura de 727°C (Fig.7.11.), aunque en la muestra del presente estudio los máximos son más anchos y están peor definidos. El hecho de que la OCP de la muestra natural sea más difusa que la de sus equivalentes experimentales puede deberse a un cierto grado de recrystalización térmica presente en esta muestra. La recrystalización térmica sobreimpuesta a las muestras deformadas experimentalmente del mármol de Carrara provoca una dispersión de las orientaciones cristalográficas generando patrones muy similares a los de los granos de recrystalización dinámica de la muestra SO218 (por ejemplo el mármol de Carrara deformado con  $\gamma = 5$  más 1h de recrystalización térmica; Barnhoorn et al., 2005).

Los valores de cizalla estimados mediante la comparación de la OCP con los experimentos ( $\gamma = 2 - 5$ ) son congruentes con la microestructura (Fig.7.6.) donde el cizallamiento de los porfiroclastos actuando como marcadores pasivos indica un valor de  $\gamma = 2.02$ . Este valor bajo de la deformación por cizalla en esta muestra indica que, hacia el sur, la zona de cizalla presenta una deformación menos intensa hasta que se pasa a los mármoles no cizallados (muestra SO235).

El grado de anisotropía, que da lugar a un criterio de movimiento sinistral de las OCPs de los porfiroclastos, es mayor que la anisotropía que presentan los granos de recrystalización dinámica cuya OCP está muy cerca de tener una disposición simétrica respecto al plano de cizalla (Fig.7.8.). Esta leve diferencia entre los porfiroclastos y los granos de recrystalización dinámica puede deberse a que en cada tipo de granos actúan diferentes mecanismos de deformación. La eliminación de granos de recrystalización mediante la migración de bordes de grano durante el proceso de recrystalización dinámica provoca una regeneración constante de la textura de dichos granos. Este proceso en equilibrio

dinámico produce la estabilización de una textura con una simetría ortorrómbica respecto al plano de cizalla. Sin embargo, los porfiroclastos sufren de forma continua una deformación interna y una rotación de la red cristalina dentro de la zona de cizalla que generan una textura con una simetría monoclinica respecto al plano de cizalla. Una explicación similar fue propuesta para la presencia de texturas con simetrías ortorrómbicas y monoclinicas en milonitas grises y blancas respectivamente por Herwegh y Kunze (2002). Estos autores consideran que la presencia de impurezas en los bordes de grano de las milonitas grises dificulta la migración de los bordes de grano, favoreciendo en estas muestras la conservación de una textura monoclinica desarrollada mediante la deformación interna y rotación de los granos. Por otro lado, las milonitas blancas presentan una textura de recrystalización dinámica donde ha funcionado la migración de bordes de grano provocando una constante regeneración de la textura que da lugar a una simetría ortorrómbica respecto al plano de cizalla.

#### *7.4.1.2. Ultramilonitas (SO217C, SO217D)*

La OCP obtenida para la muestra SO217C es completamente equivalente a la obtenida por Barnhoorn et al. (2004), para muestras deformadas a 500-600°C y valores de  $\gamma = 2 - 4$  (Fig.7.11.). Esta compleja OCP ha sido reproducida exitosamente por (Pieri et al., 2001b) usando la modelización numérica desarrollada por Wenk et al.(1987), y considerando activos los sistemas de deslizamiento  $\{c\}\langle a \rangle$  y  $\{r\}\langle sd \rangle$  al mismo tiempo. OCPs similares han sido obtenidas también en los estudios experimentales de Schmid et al. (1977), y en numerosos estudios realizados sobre muestras naturales (Behrmann, 1983; Dietrich y Song, 1984; Ratschbacher et al., 1991; Herwegh y Kunze, 2002) donde el máximo de los polos  $\{c\}$  inclinado en sentido contrario a la cizalla ha sido interpretado con un criterio cinemático de sentido de movimiento.

En contraste con la muestra descrita previamente, SO217D presenta una OCP con una simetría ortorrómbica respecto al plano de cizalla que también ha sido observada en otros estudios realizados en muestras naturales deformadas por un régimen de cizalla simple (Busch y Van der Pluijm, 1995; Bestmann et al., 2000; Herwegh y Kunze, 2002). Esta textura es típica de muestras con microestructuras que presentan un mosaico completo de recrystalización dinámica donde tiene lugar una regeneración constante en equilibrio dinámico de la fábrica mediante la migración de bordes de grano. Esta OCP más difusa difiere de las obtenidas en los experimentos de laboratorio (Pieri et al., 2001a, b; Barnhoorn et al., 2004), pero es similar a los resultados obtenidos por Barnhoorn et al. (2005) mediante la recrystalización térmica de una muestra de los mármoles de Carrara deformada previamente con  $\gamma = 5$ .

#### *7.4.1.3. Cizallas subsidiarias antitéticas (SO217A, SO217B)*

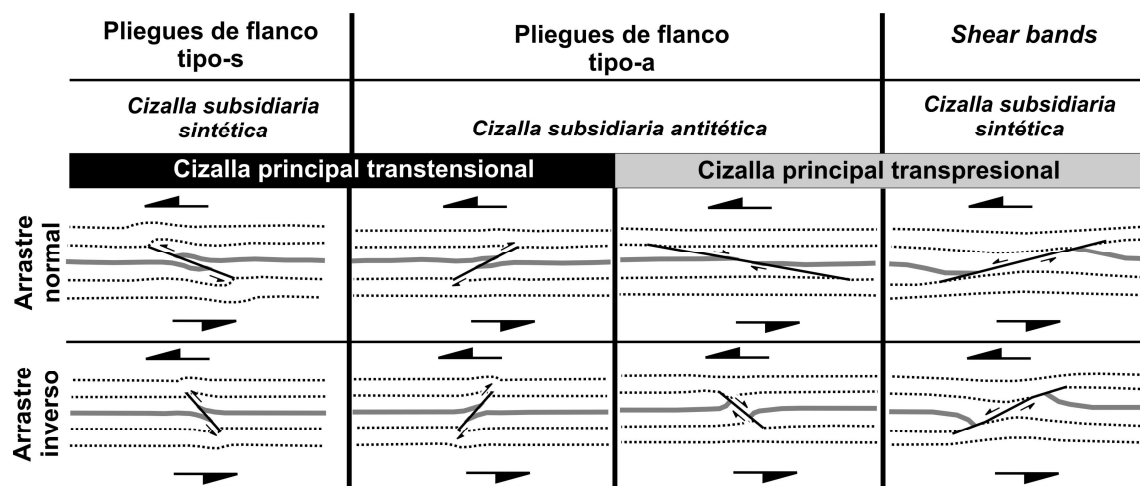
Los granos de recrystalización dinámica de la muestra SO217B y los datos completos de la muestra SO217A, ambas pertenecientes a cizallas subsidiarias antitéticas, proporcionan una OCP caracterizada por una simetría ortorrómbica respecto al plano de las cizallas subsidiarias equivalente al

de la muestra SO217D respecto al plano de cizalla principal, aunque las unas (SO217A y SO217B) y la otra (SO217D) tienen el sistema de coordenadas rotado 25°. Las cizallas subsidiarias dextrales se desarrollan en una banda protomilonítica, y sus OCPs reflejan la deformación ocurrida en las cizallas subsidiarias inclinadas 25° respecto del plano de la cizalla principal. En estos casos los granos de calcita (granos de recrystalización dinámica de SO217B y todos los granos de SO217A) están completamente reorientados durante la deformación ocurrida a lo largo de las cizallas subsidiarias dextrales, por lo que en las OCPs muestran texturas con simetría ortorrómbica respecto a los planos de las cizallas subsidiarias. Las mismas comparaciones con otros trabajos realizadas para la muestra SO217D son aplicables también a estos casos, dado que las OCPs de los granos de recrystalización dinámica de SO217B y todos los granos de SO217A son equivalentes.

Contrastando con estas OCPs simétricas respecto al plano de cizalla, los porfiroclastos de SO217B han proporcionado una disposición cristalográfica asimétrica que, si la analizamos mediante el sistema de coordenadas de la cizalla principal (considerando que la OCP de los porfiroclastos pudo ser generada durante la cizalla principal), resulta completamente equivalente a las muestras experimentales obtenidas por Barnhoorn et al. (2004) mediante deformación por torsión a 500-600°C y  $\gamma = 4$  (Fig.7.11.). Esta muestra presenta una OCP para los porfiroclastos equivalente a la que presenta la muestra SO217C de las ultramilonitas, que dan lugar a un criterio de movimiento sinistral para la cizalla principal.

### ***7.4.2. Relación entre la cizalla principal y las cizallas antitéticas subsidiarias***

Para comprender el origen de los porfiroclastos de las cizallas antitéticas, es necesario considerar la geometría de estas cizallas. El espesor de las cizallas antitéticas es muy pequeño, de entre 1 y 4 cm y está caracterizado por una microestructura de recrystalización dinámica completa. En las inmediaciones de estas estrechas bandas de cizalla recrystalizadas dinámicamente aparece una microestructura de grano grueso dominada por porfiroclastos. Estos porfiroclastos fueron deformados por la cizalla principal sinistral en la protomilonita de la que forman parte antes de la generación de las cizalla subsidiarias. La foliación generada durante la cizalla principal en la banda métrica de protomilonitas sufre pliegues de arrastre en las inmediaciones de las cizallas subsidiarias (Fig.7.3.). Esta foliación milonítica plegada constituye una estructura de flanco (Hudleston, 1989; Passchier, 2001; Grasemann y Stüwe, 2001; Graseman et al., 2003; Wiesmayr y Grasemann, 2005; Coelho et al., 2005; Kocher y Mancktelow, 2005). Esta estructura puede ser clasificada como una estructura de flanco con pliegue de tipo-a (antitética) y arrastre normal siguiendo la clasificación más completa (Fig.7.12.) de este tipo de estructuras establecida por Wiesmayr y Grasemann (2005).



**Figura 7.12.** Clasificación de estructuras de flanco; todas las geometrías están representadas para un sentido de movimiento sinistral de la cizalla principal. La clasificación distingue entre pliegues de flanco tipo-s, pliegues de flanco tipo-a y *shear bands*. El sentido de movimiento de la cizalla subsidiaria, sintético o antitético está indicado. También están indicados el tipo de arrastre, si es normal o inverso respecto al movimiento de la cizalla subsidiaria y el carácter transtensional o transpresional de la cizalla principal. Las cizallas subsidiarias encontradas en la zona de cizalla de Cherneca están orientadas formando 25° en sentido horario respecto a la cizalla principal y presentan pliegues de flanco tipo-a con arrastre normal y un sentido de movimiento antitético, todo lo cual es indicativo de un carácter transpresional de la cizalla principal. Figura modificada de Wiesmayr y Grasemann (2005).

La muestra SO217A corresponde exclusivamente a la banda estrecha de recristalización dinámica de una de las cizallas subsidiarias y los porfiroclastos que presenta están inmersos dentro de dicha banda de recristalización con texturas tipo *core-mantle*. Por este motivo, tanto los granos de recristalización dinámica como los porfiroclastos en esta muestra presentan una simetría ortorrómbica respecto al plano de cizalla subsidiario. Sin embargo la muestra SO217B pertenece a una cizalla subsidiaria más delgada y la lámina recoge, tanto la zona central dominada por recristalización dinámica como las zonas externas que pertenecen al dominio de la protomilonita deformada durante la cizalla principal sinistral. Por este motivo los granos de recristalización dinámica presentan una OCP con simetría ortorrómbica respecto al plano de cizalla subsidiario (X'Y) mientras que los porfiroclastos muestran una OCP con simetría monoclinica indicativa de movimiento sinistral respecto al plano de la cizalla principal (XY).

El desarrollo de las cizallas subsidiarias antitéticas sirve para acomodar una componente de aplastamiento perpendicular al plano de la cizalla principal, al tiempo que permite el estiramiento de una banda más competente como es el caso de las protomilonitas donde se generan estas estructuras. Este patrón estructural se puede describir como un estadio inicial de un *boudinage* asimétrico desarrollado en esta capa más competente, y acomodado por una estructura en libro (Goscombe y Passchier, 2003) coherente con el desplazamiento sinistral de la zona de cizalla principal. La compartimentación de la



banda competente en dominios que rotan en sentido antihorario, sometidos a la deformación sinistral de la cizalla principal, genera necesariamente entre dichos dominios cizallas secundarias con un sentido de movimiento antitético como las que se observan.

La presencia de estas cizallas subsidiarias dextrales es indicativa de una componente transpresional importante en la zona de cizalla de Cherneca, lo que es coherente con el carácter a nivel regional transpresivo sinistral de la Orogenia Varisca en la Zona de Ossa-Morena (Eguíluz et al., 2000).

### **7.4.3. Efecto de las fases minerales secundarias en la deformación**

La influencia que tiene la presencia de fases secundarias en la reología de las rocas ha sido ampliamente estudiada (Urai et al., 1986; Drury y Urai, 1990; Olgaard, 1990; Herwegh y Kunze 2002; Krabbendam et al. 2003, entre otros). La reología de una roca con fases secundarias puede ser más resistente o más débil que el agregado monocristalino según los casos. En ocasiones el crecimiento de los granos de la fase mineral principal se ve reducido por procesos de *pinning* causados por la presencia de fases secundarias de muy pequeño tamaño. En estos casos, cuando el tamaño de grano final de la fase principal que se obtiene es menor que el tamaño de los granos de recrystalización dinámica en estado estacionario de agregado puro, entonces la reología de la roca se vuelve menos competente (Olgaard, 1990; Herwegh y Kunze 2002). Pero, por el contrario, la presencia de fases minerales secundarias de mayor tamaño provoca un arrastre de los bordes de grano, reduciendo la tasa de recrystalización dinámica, lo que provoca un comportamiento reológico más resistente (Walker et al. 1990; Herwegh y Kunze 2002).

El efecto de arrastre de los límites entre los granos de calcita se ve incrementado con la abundancia de impurezas y también con morfologías más anisotrópicas de las mismas (Herwegh y Berger, 2004). En las muestras del presente estudio las impurezas más importantes encontradas constituyen los granos detríticos subredondeados de cuarzo que aparecen flotando en una matriz compuesta por un agregado puro de calcita (ver por ejemplo la fotografía de SO217C en la Fig.7.6.). Las morfologías isométricas de los granos redondeados de cuarzo minimizan su efecto en la reología, que sería mucho más importante si se tuvieran morfologías tabulares como por ejemplo micas. En cambio la abundancia muy significativa de los granos de cuarzo en algunas muestras tiene una influencia importante en los mecanismos de deformación y en consecuencia también en el comportamiento reológico.

El efecto de la abundancia de cuarzo resulta evidente al considerar la enorme discrepancia entre las OCPs de las muestras pertenecientes a bandas ultramiloníticas (SO217C, SO217D). La muestra SO217C con aproximadamente un 30% modal de cuarzo con una tamaño medio de grano de 70 $\mu$ m presenta una OCP con simetría monoclinica respecto al plano de cizalla, que se puede interpretar como una textura deformacional siguiendo la nomenclatura de Herwegh y Kunze (2002); sin embargo la muestra SO217D con aproximadamente un 20% modal de cuarzo y un tamaño medio de grano de 35 $\mu$ m

presenta una OCP con simetría ortorrómbica respecto al plano de cizalla caracterizada por las disposición de los polos {c} y {r} paralela a Z, lo que se puede interpretar como una textura de recrystalización según la nomenclatura de Herwegh y Kunze (2002). La presencia de granos de cuarzo de mayor tamaño y más abundantes en SO217C es suficiente para afectar por completo al desarrollo de la textura de la roca durante la deformación. En esta muestra, la importancia de la recrystalización dinámica está reducida por la presencia del cuarzo. Los granos de cuarzo dificultan la migración de los bordes calcita-calcita generando arrastres en los mismos, lo que disminuye de forma drástica la tasa de recrystalización dinámica. Este hecho obliga a acomodar la deformación mediante el flujo plástico en el interior de los granos de calcita por *creep* de dislocaciones; este mecanismo de deformación da lugar a la OCP con simetría monoclinica observada en la muestra, que se originó durante la rotación de los granos de calcita tendente a una dirección paralela a la del plano de cizalla. En cambio la muestra SO217D, una ultramilonita de características similares, está menos afectada por la presencia de impurezas de cuarzo y esto ha permitido el desarrollo de una textura completa de recrystalización dinámica que genera la OCP con simetría ortorrómbica observada.

Aunque la presencia de diferentes cantidades y tamaños del cuarzo es la explicación más sencilla para comprender las diferencias observadas entre las texturas de ambas ultramilonitas, otra posible explicación (que puede ser complementaria y no excluyente) puede ser que cada muestra haya acomodado una cantidad distinta de deformación por cizalla. Las diferencias en el valor de  $\gamma$  en una transversal a través de una zona de cizalla pueden ser muy grandes gracias a los procesos de concentración de la deformación. La tasa de recrystalización dinámica se ve incrementada conforme aumenta la deformación (Pieri et al., 2001a, b; Barnhoorn et al., 2004) provocando por lo tanto un cambio significativo de la OCP. Según esta hipótesis SO217C representaría una muestra poco deformada sin casi recrystalización dinámica, mientras que SO217D correspondería a un valor de  $\gamma$  mucho mayor que habría generado un mosaico completo de recrystalización dinámica.

#### **7.4.4. Consideraciones finales**

Los análisis microestructural y de petrofábrica realizados en los mármoles miloníticos de la zona de cizalla de Cherneca indican que dentro de una misma zona de cizalla se puede encontrar una amplia variedad de texturas y microestructuras. Variaciones drásticas de la textura y microestructura similares a las encontradas en el presente estudio han sido observadas en una escala centimétrica en zonas de cizallas en mármoles por Busch y Van der Pluijm (1995).

Los principales factores que controlan el desarrollo de las texturas en la zona de cizalla de Cherneca son: (1) la cantidad de deformación por cizalla ( $\gamma$ ) distribuida de forma heterogénea a través de la zona de cizalla debido a los procesos de concentración de la deformación controlados por la relajación durante la deformación de la textura inicial del protolito, (2) la abundancia y tamaño medio de grano de fases minerales secundarias como el cuarzo, que en algunos casos puede inhibir el desarrollo

de la recrystalización dinámica, (3) la formación de bandas de cizalla subsidiarias antitéticas que provoca un cambio del sistema de referencia con una inversión del sentido de movimiento, un proceso que puede dar lugar a la regeneración completa de la fábrica bajo las nuevas condiciones de deformación o a una regeneración parcial (donde las características de la deformación de la cizalla principal persiste en los porfiroclastos), dependiendo de la cantidad de deformación acomodada en cada cizalla subsidiaria antitética.

Todas las muestras estudiadas están principalmente controladas por el sistema de deslizamiento  $c\langle a \rangle$  que se activa sólo en condiciones de temperatura elevadas. Esta observación es coherente con las altas temperaturas que tuvieron lugar en la aureola de metamorfismo del stock de Aguablanca donde han sido recogidas todas las muestras. Las OCPs obtenidas con simetría monoclinica con respecto al plano de cizalla de cada muestra (SO217C en la Fig.7.9. y SO217B en la Fig.7.10.), indican que los sistemas de deslizamiento que estuvieron activos durante la deformación fueron  $c\langle a \rangle$ ,  $r\langle sd \rangle$  y probablemente  $r\langle a \rangle$  (Pieri et al., 2001b). Cuando la recrystalización dinámica pasa a dominar la microestructura de la roca para valores mayores de  $\gamma$ , entonces el sistema de deslizamiento  $r\langle sd \rangle$  se vuelve inactivo y la textura pasa a estar controlada exclusivamente por el deslizamiento según  $c\langle a \rangle$  probablemente combinado con  $r\langle a \rangle$  (Pieri et al., 2001a, b; Barnhoorn et al., 2004).

El sentido de movimiento sinistral de la zona de cizalla de Cherneca ha sido obtenido mediante diferentes indicadores. El carácter de desgarre de esta zona de cizalla favorece la hipótesis que considera que esta estructura ha sido el conducto de ascenso de los magmas que han dado lugar al Complejo Ígneo de Santa Olalla. La presencia de pequeñas irregularidades tipo *releasing bend* en la traza de la zona de cizalla de Cherneca junto con la apertura de grietas de tracción coherentes con la cinemática sinistral de dicha estructura habrían permitido el ascenso del magma (Romeo et al., 2006b).



## ***Capítulo 8***

---

### **CONCLUSIONES**



La investigación realizada ha dado respuesta a las cuestiones planteadas sobre el contexto tectónico de la mineralización de Aguablanca. Tanto el marco macrotectónico, como el detalle de los mecanismos y procesos de emplazamiento del Complejo Ígneo de Santa Olalla, así como el estudio detallado de las estructuras del encajante que lo han controlado, han sido abordados en la presente tesis doctoral cuyos resultados y conclusiones se resumen a continuación.

Las conclusiones obtenidas durante la investigación se pueden dividir para su exposición en dos grandes grupos. Primeramente se exponen los resultados sobre la geología del Complejo Ígneo de Santa Olalla, que responden a los objetivos planteados inicialmente en la tesis, abarcando las conclusiones sobre los estudios estructurales, gravimétricos y geocronológicos. A continuación se exponen las implicaciones teóricas que se deducen de la investigación, referentes a la génesis y evolución de fábricas magmáticas y a la deformación dúctil de mármoles, ambas tratadas desde un punto de vista general como aportaciones sobre geología estructural. Estas conclusiones generales son válidas, no sólo para las estructuras estudiadas en la tesis, sino también para entender las fábricas magmáticas desarrolladas en otros plutones y también para comprender los procesos de cizalla dúctil que han tenido lugar en otros mármoles miloníticos deformados en condiciones similares a los estudiados en la tesis.

### **8.1. MARCO GEODINÁMICO Y TECTÓNICA DEL COMPLEJO ÍGNEO DE SANTA OLALLA**

Las conclusiones referentes a los distintos objetivos planteados en la tesis se han dividido en cuatro grupos: (1) conclusiones del trabajo geocronológico (8.1.1.), (2) conclusiones referentes a la estructura y modelo de emplazamiento del Complejo Ígneo de Santa Olalla (8.1.2.), (3) conclusiones sobre el estudio de la zona de cizalla dúctil de Cherneca (8.1.3.) y (4) conclusiones para la prospección de nuevos yacimientos de Ni-Cu-(EGP) de características similares al de Aguablanca (8.1.4.).

#### ***8.1.1. Edades del Complejo Ígneo de Santa Olalla y el encajante***

Los datos obtenidos de la datación de ocho muestras representativas de los principales cuerpos magmáticos aflorantes en el área de estudio, utilizando el método U/Pb mediante ID-TIMS (Isotope Dilution- Thermal Ionization Mass Spectrometry) aplicado a núcleos de circones tratados con abrasión por aire, ha permitido deducir las siguientes conclusiones fundamentales:

- Las edades U-Pb junto con las relaciones de corte en el campo han permitido establecer tres estadios magmáticos variscos en la zona de estudio:
  - 1º episodio (352 Ma): Representado por la intrusión del granito de Cala y la génesis de la mineralización de magnetita de Minas de Cala.

-2° episodio (341 Ma): En esta etapa tiene lugar el emplazamiento y cristalización de los cuerpos principales que componen el Complejo Ígneo de Santa Olalla, que incluyen el stock de Aguablanca y el stock de Santa Olalla, incluida la apófisis de tonalitas hornbléndicas de la Sultana.

-3° episodio (338-339 Ma): Por último tiene lugar la intrusión de los diques dioríticos en el stock de Aguablanca y el emplazamiento de los granitos del Teuler y Garrote.

- La edad de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca es posterior a la edad obtenida para el stock de Aguablanca ( $341 \pm 1.5$  Ma) donde encajan las brechas mineralizadas, pero es anterior a los diques dioríticos ( $338.6 \pm 0.8$  Ma) que cortan tanto a la gabronorita como a la mineralización; por lo tanto se trata de un yacimiento de sulfuros magmáticos generado en el ambiente colisional transpresivo reinante durante la Orogenia Varisca en la Zona de Ossa-Morena.
- Los pórfidos riolíticos del Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala, principal formación en la que encaja el Complejo Ígneo de Santa Olalla, han proporcionado una edad cámbrica de  $530 \pm 3$  Ma.

### **8.1.2. Estructura y modelo de emplazamiento de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla**

La realización de un mapa estructural de las foliaciones magmáticas del Complejo Ígneo de Santa Olalla, junto con el estudio de detalle de la microestructura y la petrofábrica de las rocas ígneas, unido a la geometría en tres dimensiones obtenida mediante la modelización de dos campañas gravimétricas, han permitido establecer las siguientes conclusiones referentes al modelo de emplazamiento y deformación del Complejo Ígneo de Santa Olalla:

- Los magmas que dieron lugar al Complejo Ígneo de Santa Olalla, ascendieron a través de la zona de cizalla dúctil sinistral de Cherneca, probablemente a favor de huecos interconectados, generados por el movimiento sinistral de irregularidades tipo *releasing bend* en la traza de la falla, y también gracias a la creación de grietas de tracción de varios cientos de metros de longitud coherentes con el movimiento sinistral de la cizalla.
- Las gabronoritas de Aguablanca ascendieron a favor de una grieta de tracción de gran tamaño generada por el tensor de esfuerzos de la zona de cizalla de Cherneca. El magma se expandió hacia el S en el nivel de emplazamiento, dando lugar a una geometría con forma de gota que presenta fábricas magmáticas concéntricas respecto a los bordes, con un dominio central subhorizontal.



- Al alcanzar el nivel actual, los magmas del stock de Santa Olalla intruyeron hacia el SO con una geometría subhorizontal dentro de los materiales del Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala. El espacio se acomodó principalmente mediante el hundimiento de la base de la intrusión, dando lugar a una morfología lopolítica que se enraiza en la zona de cizalla de Cherneca. En los últimos estadios del emplazamiento tuvo lugar un ascenso limitado del magma mediante *stoping* que dio lugar a los abundantes *roof pendants* que se observan en la cartografía.
- La entrada del magma del stock de Santa Olalla durante el emplazamiento, según una morfología subhorizontal, se produjo mediante un flujo laminar que sufrió un arrastre contra el techo de la intrusión, lo que generó una orientación de la plagioclasa y la biotita dando lugar a fábricas ígneas planares, con una imbricación de los minerales coherente con la expansión del magma desde las raíces situadas en la zona de cizalla de Cherneca.
- Antes de la completa cristalización de los magmas tuvo lugar la deformación en estado magmático de la mitad NE del complejo, sometido a un régimen tectónico de cizalla sinistral paralelo y simultáneo al que domina en la zona de cizalla dúctil de Cherneca, lo que provocó:
  - La reorientación completa de las plagioclasas definiendo foliaciones subverticales en la mitad NE del complejo, que aparecen cortando las foliaciones subhorizontales situadas en la mitad SO.
  - Una imbricación de los cristales de plagioclasa indicativa de una deformación por cizalla sinistral.
  - Una reorientación parcial de las biotitas debido a su menor tamaño y morfología más isométrica preservando una fábrica subhorizontal relictas.
  - La generación de estructuras tipo S-C de escala kilométrica trazadas por las trayectorias de las foliaciones magmáticas del dominio subvertical que es también indicativa de una deformación por cizalla sinistral.
- Mediante la comparación de los resultados de la petrofábrica con modelos numéricos se ha estimado que la deformación por cizalla sinistral en el dominio subvertical ha alcanzado valores máximos de  $\gamma \approx 4.1$ .
- En el dominio subhorizontal la comparación de las texturas de las muestras con modelos numéricos ha permitido estimar valores de cizalla en dos puntos de  $\gamma \approx 2.9$ ,  $\gamma \approx 3$  producidos por el arrastre del flujo de magma contra el techo de la intrusión.

- La falla de Zufre es un accidente posterior al emplazamiento y cristalización de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla, como demuestra el hecho de que corta completamente a la estructura magmática. Esta falla desplaza con un movimiento sinistral una parte significativa del complejo situada al SE, actualmente no aflorante por estar bajo el nivel de la erosión.

### **8.1.3. La zona de cizalla dúctil de Cherneca**

El estudio de la microestructura y la petrofábrica de los mármoles miloníticos pertenecientes al Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala, situados al norte del stock de Aguablanca, ha permitido definir las características que presenta la deformación a lo largo de la zona de cizalla dúctil de Cherneca. Las conclusiones fundamentales del estudio de esta zona de cizalla están enumeradas a continuación:

- La zona de cizalla de Cherneca es una estructura de deformación dúctil, no descrita hasta el presente estudio, que se desarrolla sobre los mármoles del Complejo vulcanosedimentario de Bodonal-Cala, entre el stock de Aguablanca y la falla frágil de Cherneca. Esta estructura, estrechamente relacionada con el emplazamiento de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla, es importante por un doble motivo: por un lado, es el conducto de alimentación de los plutones y, por otro lado, el campo de deformación que tiene asociado ha deformado en estado magmático la mitad NE del complejo.
- Numerosos indicadores de sentido de movimiento demuestran que se trata de una zona de cizalla dúctil con movimiento sinistral:
  - Presencia de porfiroclastos macroscópicos con colas de presión asimétricas.
  - Estructuras S-C a escala macroscópica.
  - Foliaciones oblicuas caracterizadas por la orientación preferente de forma de porfiroclastos en muestras con texturas de recrystalización de tipo *core-mantle*.
  - Orientaciones cristalográficas preferentes con simetrías monoclinicas respecto al plano de cizalla.
- La concentración de la deformación, que es un fenómeno común a todas las zonas de cizalla, ha producido una amplia variedad de rocas de falla causadas por diferentes valores de deformación por cizalla, desde protomilonitas hasta ultramilonitas, pasando por milonitas con deformaciones intermedias.

- La zona de cizalla de Cherneca, que permitió el ascenso hasta el nivel de emplazamiento de los magmas del Complejo Ígneo de Santa Olalla, continuó deformándose después del emplazamiento de los plutones, como indica el hecho de que en la zona de cizalla aparecen deformadas, junto con los mármoles, las rocas de skarn desarrolladas por la proximidad de la intrusión del stock de Aguablanca.
- Coherentemente con la presencia de la aureola de metamorfismo del stock de Aguablanca, los mecanismos de deformación de la zona de cizalla de Cherneca son indicativos de alta temperatura, como lo es la activación del sistema de deslizamiento de la calcita  $\{c\}$ , presente en todas las muestras estudiadas.
- La deformación de la zona de cizalla de Cherneca tiene un carácter dúctil como evidencia la observación de extinciones ondulantes, subgranos y granos de recrystalización dinámica, dando lugar a texturas de tipo *core-mantle* indicativas de una deformación plástica interna de los granos de calcita, que está acomodada por un mecanismo de deslizamiento y ascenso de dislocaciones. La recrystalización dinámica parece estar predominantemente generada por la rotación de subgranos frente a la migración de bordes de grano, como parecen indicar los tamaños similares de los subgranos y los granos de recrystalización dinámica.
- En el estudio microestructural de una milonita poco deformada (SO218) se ha podido estimar un valor de  $\gamma = 2.02$  gracias a la orientación de una foliación de forma  $S_1$  respecto al plano de cizalla.
- La muestra de milonita poco deformada presenta una textura compuesta que es el fruto de la mezcla de una OCP prácticamente simétrica respecto al plano de cizalla para los granos de recrystalización dinámica (textura de recrystalización) y suavemente asimétrica para los porfiroclastos (textura deformacional). Ambas texturas evidencian que el sistema de deslizamiento  $\{c\}$  estuvo activo durante la deformación, mientras que en los granos de recrystalización dinámica es también probable la activación del sistema recientemente propuesto  $\{r\}$ .

- Las muestras ultramiloníticas presentan texturas controladas por la presencia de cuarzo detrítico con diferente tamaño de grano y diferente proporción. Cuando la cantidad de cuarzo es importante, la textura resultante es deformacional (asimétrica respecto al plano de cizalla), mientras que cuando la proporción es menor, la textura es de recrystalización (simétrica respecto al plano de cizalla). La textura con simetría monoclinica se debe a la presencia de los sistemas de deslizamiento  $\{c\}\langle a \rangle$  y  $\{r\}\langle sd \rangle$  activos, mientras que la muestra con simetría ortorrómbica se caracteriza por la presencia de los sistemas de deslizamiento  $\{c\}\langle a \rangle$  y probablemente  $\{r\}\langle a \rangle$  activos.
- La zona de cizalla dúctil de Cherneca tiene un carácter transpresivo como demuestra la presencia de bandas de cizalla antitéticas subsidiarias con estructuras de flanco asociadas que se pueden clasificar como pliegues de flanco tipo-a con arrastre normal.
- El estudio de la petrofábrica de las zonas de cizalla subsidiarias demuestra que en ocasiones una textura de recrystalización dinámica puede retrabajar por completo la deformación previa bajo el nuevo régimen deformacional, pero en otros casos se puede preservar la deformación de la cizalla principal en la OCP de los porfiroclastos.
- Las texturas de recrystalización dinámica en las zonas de cizalla subsidiarias están caracterizadas por la presencia de los sistemas de deslizamiento  $\{c\}\langle a \rangle$  y, probablemente,  $\{r\}\langle a \rangle$  activos. Por otro lado los porfiroclastos que muestran una fábrica probablemente relictas se han deformado gracias a los sistemas de deslizamiento  $\{c\}\langle a \rangle$ , ¿ $\{r\}\langle a \rangle$ ? y  $\{r\}\langle sd \rangle$ .

#### **8.1.4. Exploración de nuevos yacimientos de Ni-Cu-(EGP)**

Tanto el estudio geocronológico como el estudio gravimétrico de detalle del stock de Aguablanca y de la mineralización de Ni-Cu-(EGP) que tiene asociada, permiten establecer algunas conclusiones referentes a la prospección de nuevos yacimientos de características similares en las Zona de Ossa-Morena.

- La edad varisca obtenida mediante dataciones U-Pb de la mineralización Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca implica un ambiente colisional transpresivo durante su formación.
- Mineralizaciones similares al yacimiento de Aguablanca podrían estar asociadas a las facies máficas de otros complejos plutónicos variscos de la Zona de Ossa-Morena.

- El ascenso de la brechas mineralizadas se ha realizado a favor de una zona de cizalla dúctil sinistral varisca, la zona de cizalla de Cherneca, por lo que otras estructuras similares en la zona de Ossa-Morena pueden ser objetivos importantes para la exploración. Por el mismo motivo, para la búsqueda de nuevos yacimientos en las inmediaciones del stock de Aguablanca, resulta un objetivo primordial la prospección lo largo de la traza de la zona de cizalla de Cherneca.
- Los cuerpos mineralizados del yacimiento de Aguablanca tienen una expresión en el mapa de anomalías gravimétricas residuales consistente en máximos de pequeña amplitud y longitud de onda.
- Aunque el mapa de anomalías residuales de Aguablanca presenta máximos de pequeña amplitud y longitud de onda que no están asociados a los cuerpos mineralizados en explotación, de momento las prospecciones realizadas no han confirmado que se deban a nuevas mineralizaciones. Por otro lado para la justificación de la gravedad observada no es necesario introducir nuevos cuerpos mineralizados de alta densidad en el modelo.

### 8.2. CONCLUSIONES TEÓRICAS

#### 8.2.1. Génesis y evolución de fábricas magmáticas

Del estudio de la petrofábrica de las rocas pertenecientes al Complejo Ígneo de Santa Olalla realizado mediante EBSD se pueden inferir algunas conclusiones de interés general referentes a la génesis y evolución de fábricas magmáticas:

- Bajo un régimen de cizalla simple, provocado por deformación tectónica o por un flujo laminar de magma, no todos los minerales de una roca ígnea formados en etapas tempranas de la secuencia de cristalización muestran una subfábrica equivalente.
- Los minerales de mayor tamaño y con morfologías más anisométricas presentan subfábricas más intensas y una mayor propensión a las interacciones entre cristales, dando lugar a microestructuras imbricadas, que las fases de menor tamaño y con morfologías más isométricas.
- Un régimen de deformación por cizalla simple provoca distintas subfábricas según la morfología y el tamaño de las distintas fases minerales, mientras que un régimen de cizalla pura favorece la paralelización de las subfábricas de las diferentes fases minerales.

- Las fases de menor tamaño y con morfologías más isométricas son menos sensibles a los cambios en el tensor de esfuerzos, lo que favorece la preservación preferente de fábricas relictas en dichas fases, frente a la inmediata reordenación de las fases de mayor tamaño y más anisométricas que son mucho más sensibles a los cambios en el régimen de esfuerzos.
- La conclusión enunciada en el punto anterior debe ser tomada en cuenta cuando se realicen estudios de la fábrica ígnea basados en orientación preferente de una sola fase mineral. Tal es el caso de muchos estudios de anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS), que dependen principalmente, y en ocasiones exclusivamente, de la fábrica de la biotita, realizados en granitoides que en muchas ocasiones presentan fases de mayor tamaño y más anisométricas como la plagioclasa o el feldespato potásico cuyas fábricas se ha demostrado que pueden ser completamente diferentes. Se recomienda por lo tanto contrastar los resultados obtenidos utilizando AMS con el estudio de las fábricas de minerales no magnéticos, que se puede abordar mediante estudios de la orientación cristalográfica preferente con EBSD, mediante la medida de foliaciones ígneas directamente en el afloramiento, o mediante estudios de orientación preferente de forma.

### **8.2.2. Deformación dúctil en mármoles**

Del estudio de la petrofábrica de los mármoles miloníticos de la zona de cizalla de Cherneca mediante EBSD se pueden inferir algunas conclusiones de interés general referentes a la deformación dúctil en mármoles:

- Varias muestras naturales analizadas presentan OCPs que son compatibles con el deslizamiento según el sistema  $\{r\}\langle a \rangle$ , que ha sido propuesto para muestras de mármoles deformadas experimentalmente mediante torsión. Este sistema de deslizamiento no ha sido corroborado aún por observación directa en estudios de deformación de monocristales de calcita, y esta es la primera vez que se propone para la génesis de texturas en mármoles deformados de forma natural.
- La presencia de cuarzo detrítico en proporciones significativas puede condicionar enormemente los mecanismos de deformación, inhibiendo en gran medida los procesos de recristalización dinámica, lo que condiciona enormemente la orientación cristalográfica preferente de la roca. Cuando la proporción de cuarzo detrítico supera  $\approx 25\%$  la textura resultante pasa de una simetría ortorrómbica (textura de recristalización) a una simetría monoclinica (textura deformativa) respecto al plano de cizalla que puede utilizarse como indicador cinemático de sentido de movimiento.

- La utilización de la orientación de bandas de cizalla subsidiarias para inferir el sentido de movimiento de la zona de cizalla principal debe tomarse con precaución y corroborarse con otros indicadores cinemáticos, dado que en ocasiones se desarrollan cizallas antitéticas subsidiarias que podrían ser interpretadas erróneamente como cizallas  $C'$  dando un criterio de movimiento contrario al real para la cizalla principal.
- Las bandas de cizalla subsidiarias pueden retrabajar por completo la orientación cristalográfica preferente de la cizalla principal gracias a procesos de recrystalización dinámica intensa, pero puede quedar relicta la fábrica de la cizalla principal en los porfiroclastos.





## ***Referencias***

---



- Ábalos, B. 1988. El límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Sur-Portuguesa. Evidencias y propuestas sobre su posición y significado (Macizo Hercínico Ibérico). *Estudios Geológicos* **44**, 405-414.
- Ábalos, B. 1989. Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Rev. Soc. Geol. Esp.* **2**, 103-112.
- Ábalos, B. 1992. Variscan shear-zone deformation of late Precambrian basement in SW Iberia: implications for circum-Atlantic pre-Mesozoic tectonics. *Journal of Structural Geology* **14**, 807-823.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1989. Structural analysis of deformed early lineations in black quarcites from the central Badajoz-Córdoba Shear Zone (Iberian Variscan Fold Belt). *Rev. Soc. Geol. Esp.* **2**, 95-101.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1990a. El corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la Orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas. *Geogaceta* **7**, 73-76.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1990b. Constitución tectonoestratigráfica del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: una nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta* **7**, 71-73.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1990c. Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SW España). *Rev. Soc. Geol. Esp.* **3**, 181-197.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1990d. Petrofábrica del cuarzo en tectonitas del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (SW del Macizo Ibérico). Aplicación a la cinemática de desplazamientos. *Estudios Geol.* **46**, 191-208.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1991. Deformación transpresiva carbonífera en la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico meridional). *Rev. Soc. Geol. Esp.* **4**, 229-249.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1992. Evolución geodinámica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico superior-Cámbrico inferior. En: Paleozoico Inferior de Ibero-América (G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano, Eds.). Universidad de Extremadura, pp. 577-591.

- Ábalos, B. y Eguíluz, L. 1994. Evolución tectónica poliorogénica (Cadomiense y Hercínica) del corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. *Boletín Geológico y Minero* **105**, 57-84.
- Ábalos, B. y Díaz Cusí, J. 1995. Correlation between seismic anisotropy and major geological structures in SW Iberia: A case study on continental lithosphere deformation. *Tectonics* **14**, 1021-1040.
- Ábalos, B., Gil Ibarguchi, I., y Eguíluz, L. 1991a. Cadomian subduction/collision and variscan transpression the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics* **199**, 51-72.
- Ábalos, B., Gil Ibarguchi, I., y Eguíluz, L. 1991b. Structural and metamorphic evolution of the Almadén de la Plata Core (Seville, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South Portuguese zones of the Iberian Variscan fold belt. *Tectonophysics* **191**, 365-387.
- Alía Medina, M. 1963. Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. G)* **61**, 247-262.
- Álvarez, M. A. y Domínguez-Bella, S. 1996. Estudio mineralógico y contenido de T.R.L. en allanitas y epidotas de la mina Nueva Vizcaya, Burguillos del Cerro (Badajoz). *Bol. Soc. Esp. Min.* **19**, 39-52.
- Apalategui, O. y Sánchez-Carretero, R. 1991. Síntesis y correlación de unidades en el borde meridional de la Zona de Ossa-Morena (ZOM): Implicaciones geológicas. *Bol. Geol. y Min.* **102**, 339-347.
- Apalategui, O., Higuera, P., Garrote, A., Liñán, E., Perejón, A., y Palacios, T. 1983. Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 855: Usagre. IGME, 72 pp.
- Apalategui, O., Borrero, J. D., e Higuera, P. 1985a. División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min.* **7**, 73-80.
- Apalategui, O., Borrero, J. D., Eguíluz, L., Roldán, J. F., Garrote, A., Higuera, P., Liñán, E., y Palacios, T. 1985b. Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 878: Azuaga. IGME, 47 pp.
- Apalategui, O., Eguíluz, L., y Quesada, C. 1990a. Ossa-Morena Zone: Structure. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 280-290.

- Apalategui, O., Contreras, F., y Eguíluz, L. 1990b. Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 918: Santa Olalla de Cala. IGME, 65 pp.
- Apráiz, A. 1996. Características estructurales asociadas al núcleo metamórfico de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta* **20**, 905-908.
- Apráiz, A. y Eguíluz, L. 1996. El núcleo metamórfico de Valuengo (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico): Petrografía, termobarometría, y evolución geodinámica. *Rev. Soc. Geol. Esp.* **9**, 29-49.
- Apráiz, A., Eguíluz, L., y Ábalos, B. 1993a. Evolución Metamórfica y Anatexia en el núcleo de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Rev. Soc. Geol. Esp.* **6**, 85-103.
- Apráiz, A., Eguíluz, L., y Ábalos, B. 1993b. Anfibolitas del núcleo de Lora del Río (zona de Ossa-Morena). Petrografía, Geotermobarometría y significado geodinámico. *Boletín Geológico y Minero* **104**, 64-81.
- Arbaret, L., Diot, H., y Bouchez, J. L. 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tilting in magma. *Journal of Structural Geology* **18**, 941-950.
- Arbaret, L., Fernández, A., Jezek, J., Ildefonse, B., Launeau, P., y Diot, H. 2000. Analogue and numerical modelling of shape fabrics: application to strain and flow determination in magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **90**, 97-109.
- Arenas R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J. I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez-Catalán, J. R., Ortega, E., Pablo Maciá, J. G., Peinado, M., y Rodríguez Fernández, L. R. 1988. Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-Os-Montes. *II Congreso Geológico de España, Simposios* 75-84.
- Arriola, A., Chacón, J., Eraso, A., Eguíluz, L., Garrote, A., Sánchez Carretero, R., Vargas, I., y Contreras, M. C. 1983. Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 829: Villafranca de los Barros. IGME, 62 pp.
- Arriola, A. y Eguíluz, L. 1983. Migmatitas de Lora del Río (Sevilla). Estructurología y deformación. *Comun. Ser. Geol. Port.* **69**, 259-263.

- Ayala, C., Torne, M., y Pous, J. 2003. The lithosphere-asthenosphere boundary in the western Mediterranean from 3D joint gravity and geoid modelling: tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters* **209**, 275-290.
- Azor, A. 1994. Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Coordillera Varisca, SO de España). Tesis doctoral, Univ. Granada, 295 p.
- Azor, A. y Ballèvre, M. 1997. Low-pressure metamorphism in the Sierra Albarrana area (Variscan Belt, Iberian Massif). *Journal of Petrology* **38**, 35-64.
- Azor, A., González Lodeiro, F., y Simancas J.F. 1992. Una zona de cizalla sinmetamórfica de importancia regional al SW de las cuarcitas de la Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta* **11**, 51-54.
- Azor, A., González Lodeiro, F., y Simancas, J. F. 1993. Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain): a discussion on the age of the main tectonometamorphic events. *Tectonophysics* **217**, 343-346.
- Azor, A., González Lodeiro, F., y Simancas, J. F. 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan Belt, southwest Spain). *Tectonics* **13**, 45-61.
- Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Simancas, J. F., y Martínez Poyatos, D. 2004. Zona de Ossa-Morena, estructura y metamorfismo. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.) SGE, IGME, pp. 173-188.
- Bachiller, N., Galindo, C., Darbyshire, D. P. F., y Casquet, C. 1997. Geocronología Rb-Sr de los leucogranitos del complejo plutónico de Burguillos del Cerro (Badajoz). *Geogaceta* **21**, 29-30.
- Bandrés, A., Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J. I., y Palacios, T. 2002. Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. *Tectonophysics* **352**, 105-120.
- Bard, J. P. 1969. Le métamorphisme regional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment Hercynien sub-Iberique. Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 398 pp.
- Bard, J. P. y Moine, B. 1979. Acebuches amphibolites in the Aracena Hercynian metamorphic belt (southwest Spain): geochemical variations and basaltic affinities. *Lithos* **12**, 271-282.

- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Burlini, L., y Kunze, K. 2004. The role of recrystallization on the deformation behaviour of calcite rocks: large strain torsion experiments on Carrara marble. *Journal of Structural Geology* **26**, 885-903.
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Burlini, L., y Kunze, K. 2005. Post-deformational annealing of calcite rocks. *Tectonophysics* **403**, 167-191.
- Bateman, R., Martin M.P., y Castro, A. 1992. Mixing of cordierite granitoid and pyroxene gabbro, and fractionation, in the Santa Olalla tonalite (Andalucía). *Lithos* **28**, 111-131.
- Bateman, R., De la Rosa, J. D., y Castro, A. 1995. AFM mineral chemistry of the Santa Olalla pluton (pyroxene gabbro-quartz cordierite monzonite), Andalucía (Spain). *Bol. Soc. Esp. Min.* **18**, 83-97.
- Behrmann, J. H. 1983. Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhamilla (Spain). *Geologische Rundschau* **72**, 605-618.
- Behrmann, J. H. 1987. A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* **9**, 659-666.
- Benn, K. y Allard, B. 1989. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *Journal of Petrology* **30**, 925-946.
- Bestmann, M., Kunze, K., y Matthews, A. 2000. Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. *Journal of Structural Geology* **22**, 1789-1807.
- Bestmann, M., Prior, D. J., y Velkamp, K. T. A. 2004. Development of single-crystal s-shaped quartz porphyroclasts by dissolution-precipitation creep in a calcite marble shear zone. *Journal of Structural Geology* **26**, 869-883.
- Biswal, T. K., Ahuja, H., y Sahu, H. S. 2004. Emplacement kinematics of nepheline syenites from the Terrane Boundary Shear Zone of the Eastern Ghats Mobile Belt, west of Khariar, NW Orissa: Evidence from meso- and microstructures. *Proceedings Indian Academy of Science (Earth Planetary Science)* **113**, 785-793.
- Blakely, R. J. 1995. Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications: Cambridge University Press, pp.441.
- Blatrix, P. y Burg, J. P. 1981. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian Orogeny. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* **10**, 470-478.

- Blumenfeld, P. 1983. Le tuilage des mégacristsaux, un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Application au granite de Barbey-Sérour (Vosges, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* **7**, 309-318.
- Blumenfeld, P. y Bouchez, J. L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology* **10**, 361-372.
- Borg, I. y Handin, J. 1967. Torsion of calcite single crystals. *Journal of Geophysical Research* **72**, 641-669.
- Borradaile, G. J. y Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews* **42**, 49-93.
- Braillon, P. y Serughetti, J. 1976. Deformation plastique de monocristaux de calcite en compression suivant <001>. *Physica Status Solidi (a)* **36**.
- Broutin, J. 1983. El Pérmico en el borde suroeste de la Meseta. En: Carbonífero y Pérmico de España, (C. Martínez, Ed.), IGME pp.439-450.
- Brown, M. y Solar, G. S. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics* **312**, 1-33.
- Brun, J. P. y Pons, J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural geology* **3**, 219-229.
- Brun, J. P. y Burg, J. P. 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters* **61**, 319-332.
- Burg, J. P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P., y Ribeiro, A. 1981. Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Badajoz shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* **78**, 161-177.
- Busch, J. P. y Van der Pluijm, B. A. 1995. Calcite textures, microstructures and rheological properties of marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology* **17**, 677-688.
- Callahan, C. N. y Markley, M. J. 2003. A record of crustal-scale stress; igneous foliation and lineation in the Mount Waldo Pluton, Waldo County, Maine. *Journal of Structural Geology* **25**, 541-555.



- Callot, J. P. y Guichet, X. 2003. Rock texture and magnetic lineation in dykes: a simple analytical model. *Tectonophysics* **366**, 207-222.
- Carvalhosa, A. B. 1965. Contribução para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Sev. Geol. Portugal* **11**, 132.
- Carvalhosa, A. B. 1983. Esquema geológico do maciço de Évora. *Cmun. Serv. Geol. Port.* **69**, 201-208.
- Casey, M., Kunze, K., y Olgaard, D. L. 1998. Texture of Solnhofen limestone deformed to high strains in torsion. *Journal of Structural Geology* **20**, 255-267.
- Casquet, C. 1980. Fenómenos de endomorfismo, metamorfismo y metasomatismo en los mármoles de la Rivera de Cala (Sierra Morena). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 290 p.
- Casquet, C. y Velasco, F. 1978. Contribución a la geología de los skarns cálcicos en torno a Santa Olalla de Cala (Huelva-Badajoz). *Estudios Geológicos* **34**, 399-405.
- Casquet, C. y Galindo, C. 2004. Magmatismo varisco y postvarisco en la zona de Ossa-Morena. En: Geología de España. (J.A. Vera, Ed.) SGE, IGME, pp. 194-198.
- Casquet, C., Galindo, C., Darbyshire, D. P. F., Noble, S. R., y Tornos F. 1998a. Fe-U-REE mineralization at Mina Monchi, Burguillos del Cerro, SW Spain. Age and isotope (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) constraints on the evolution of the ores. *GAC-MAC-APGGQ Quebec '98 Conf. Abstract*, **23**, A-28.
- Casquet, C., Eguíluz, L., Galindo, C., Tornos, F., y Velasco, F. 1998b. The Aguablanca Cu-Ni-(PGE) intraplutonic ore deposit (Extremadura, Spain). Isotope (Sr, Nd, S) constraints on the source and evolution of magmas and sulfides. *Geogaceta* **24**, 71-74.
- Casquet, C., Galindo, C., Tornos, F., Velasco, F., y Canales, A. 2001. The Aguablanca Cu-Ni ore deposit (Extremadura, Spain), a case of synorogenic orthomagmatic mineralization: age and isotope composition of magmas (Sr,Nd) and ore (S). *Ore Geology Reviews* **18**, 237-250.
- Castro, A. 1987. Implicaciones de la zona de Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la Cadena Hercínica europea. *Estudios Geológicos* **43**, 249-260.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., y De la Rosa, J. D. 1991. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth-Science Review* **31**, 237-253.

- Castro, A., Fernández, C., De la Rosa, J., Moreno-Ventas, I., y Rogers, C. 1996a. Significance of MORB-derived Amphibolites from the Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. *Journal of Petrology* **37**, 235-260.
- Castro, A., Fernández, C., De la Rosa, J. D., Moreno-Ventas, I., El-Hmidi, H., El-Biad, M., Bergamín, J. F., y Sánchez-Jiménez, N. 1996b. Triple-junction migration during Paleozoic Plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian Massif, Spain. *Geol. Rundsch* **85**, 108-185.
- Castro, A., Corretgé, L. G., de la Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F. J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T., y López, S. 2002. Paleozoic magmatism. In *The Geology of Spain* (W. Gibbon y T. Moreno, Eds.). Geological Society, London, U.K. 117-153.
- Chacón, J. 1979. Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (SW del Macizo Ibérico). Tesis doctoral, Univ. de Granada, 721 pp.
- Chacón, J. y Pascual, E. 1977. El anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (SW del Macizo Ibérico). *Cuad. Geol. Univ. Granada* **8-9**, 21-35.
- Chappel, B. W. y White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**.
- Chardon, D. 2003. Strain partitioning and batholith emplacement at the root of a transpressive magmatic arc. *Journal of structural geology* **25**, 91-107.
- Coelho, S., Passchier, C., y Grasemann, B. 2005. Geometric description of flanking structures. *Journal of Structural Geology* **27**, 597-606.
- Corry, C. E. 1988. Laccoliths: Mechanics of emplacement and growth. *Geological Society of America Bulletin, Special Publications*. **220**.
- Crespo-Blanc, A. 1991. Evolución geotectónica del contacto de entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): Un contacto mayor en la Cadena Hercínica Europea. Tesis doctoral, Univ. Granada, 329 pp.
- Cruden, A. R. 1998. On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society of London* **155**, 853-862.
- Dallmeyer, R. D. y Quesada, C. 1989. Geochronological constraints to the structural development of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (southwest Iberia). *Terra Abstr.* **1**, 366.

- Dallmeyer, R. D. y Quesada, C. 1992. Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics* **216**, 339-364.
- Dallmeyer, R. D., Fonseca, P. E., Quesada, C., y Ribeiro, A. 1993.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan suture in southwest Iberia. *Tectonophysics* **222**, 177-194.
- Dallmeyer, R. D., García Casquero, J. L., y Quesada, C. 1995. Ar/Ar mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Bol.Geol.Min.* **106**, 203-214.
- Davis, D. W. 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences* **19**, 2141-2149.
- Davison, I., McCarthy, M., Powell, D., Torres, H., y Santos, C. 1995. Laminar flow in shear zones: the Pernambuco Shear Zone, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* **17**, 149-161.
- De Bresser, J. H. P. y Spiers, C. J. 1990. High temperature deformation of calcite single crystals by r+ and f+ slip. In: R.J. Knipe y E.H. Rutter (Eds.), Deformation mechanisms Rheology and Tectonics. Geological Society of London Special Publications. **54**, 285-298.
- De Bresser, J. H. P. y Spiers, C. J. 1993. Slip systems in calcite single crystals deformed at 300-800 C. *Journal of Geophysical Research* **98**, 6397-6409.
- De Bresser, J. H. P. y Spiers, C. J. 1997. Strength characteristics of the r, f, and c slip systems in calcite. *Tectonophysics* **272**, 1-23.
- De la Rosa, J., Jenner, G. A., y Castro, A. 2002. A study of inherited zircons in granitoid rocks from the South Portuguese and Ossa-Morena Zones, Iberian Massif: support for the exotic origin of the South Portuguese Zone. *Tectonophysics* **352**, 245-256.
- Díaz Azpíroz, M. y Fernández, C. 2003. Characterization of tectono-metamorphic events using crystal size distribution (CSD) diagrams. A case study from the Acebuches metabasites (SW Spain). *Journal of Structural Geology* **25**, 935-947.
- Dietrich, D. y Song, H. 1984. Calcite fabrics in natural shear environment, the Helvetic nappes of Switzerland. *Journal of Structural Geology* **6**, 19-32.
- Díez Balda, M. A., Vegas, R., y González Lodeiro, F. 1990. Central-Iberian Zone, Structure. En Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer, E. Martínez García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 172-188.

- Distler, V. V. y Kunilov, V. E. 1994. Geology and ore deposits of the Noril'sk region. *Seventh Int. Platinum Symp. (Moscow), Field-trip guidebook*.
- Doetsch, J. y Romero, J. J. 1973. Contribución al estudio de menas magnéticas del suroeste de España; Minas de Cala (Huelva). Magnetic minerals of southwestern Spain; Cala Mines, Huelva. *Bol. Geol. y min.* **84**, 24-41.
- Drury, M. R. y Uray, J. L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics* **172**, 235-253.
- Dubé, B., Dunning, G. R., Lauzière, K., y Roddick, J. C. 1996. New insights into the Appalachian Orogen from geology and geochronology along the Cape Ray fault zone, southwest Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin* **108**, 101-116.
- Dupont, R., Linares, E., y Pons, J. 1981. Premières datations radiométriques par le méthode Potassium-Argon des granitides de la Sierra Morena Occidentale (Province de Badajoz, Espagne): conséquences géologiques et métallogéniques. *Bol. Geol. Min.* **92**, 370-374.
- Dupuy, C., Dostal, J., y Bard, J. P. 1979. Trace element geochemistry of Paleozoic amphibolites of SW Spain. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* **26**, 87-93.
- Ebbing, J. 2004. The crustal structure of the Eastern Alps from a combination of 3D gravity modelling and isostatic investigations. *Tectonophysics* **380**, 89-104.
- Ebbing, J., Janle, P., Koulouris, J., y Milkereit, B. 2001. 3D gravity modelling of the Chicxulub impact structure. *Planetary and Space Science* **49**, 599-609.
- Ebert, H., Chemale Jr, F., Babinski, M., Artur, A., y Van Schmus, W. 1996. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics* **15**, 688-699.
- Eden, C. P. 1991. Tectonostratigraphic analysis of the northern extent of the oceanic exotic terrane, northwestern Huelva Province, Spain. Ph. D. Thesis, University of Southampton, 281 pp.
- Eguíluz, L. 1987. Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiformal Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico meridional. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 694 pp.
- Eguíluz, L. y Quesada, C. 1980. La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz). Nota preliminar. *Temas Geológico Mineros* **4**, 123-145.

- Eguíluz, L. y Ramón-Lluch, R. 1983. La estructura del sector central del dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, Ossa Morena. *Studia Geologica Salmantica* **XVIII**, 171-192.
- Eguíluz, L., Fernández Carrasco J., Coullat Saenz de Sicilia, J. L., Garrote, A., Liñán, E., Perjón, A., y Palacios, T. 1983. Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 897: Monesterio. IGME, 63 pp.
- Eguíluz, L., Fernández, J., Garrote, A., Liñán, E., y Quesada, C. 1984. Sucesiones estratigráficas del anticlinorio de Olivenza-Monesterio en la transversal de Montemolín-Arroyomolinos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* **8**, 117-123.
- Eguíluz, L., Carracedo, M., y Apalategui, O. 1989. Stock de Santa Olalla de Cala (Zona de Ossa-Morena, España). *Studia Geologica Salmantica* **4**, 145-157.
- Eguíluz, L., Apráiz, A., y Ábalos, B. 1999. Structure of the Castillo Granite, Southwest Spain; Variscan deformation of a late Cadomian pluton. *Tectonics* **18**[ 6], 1041-1063.
- Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J. I., Ábalos, B. , y Apráiz, A. 2000. Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa Morena Zone and related areas of the Iberian Massif. *Geol. Soc. Am. Bull.* **112**, 1398-1413.
- Evans-Lamswood, D. M., Butt, D. P., Jackson, R. S., Lee, D. V., Muggridge, M. G., y Wheeler, R. I. a. W. D. H. C. 2000. Physical controls associated with the distribution of sulfides in the Vosey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador. *Economic Geology* **95**, 749-769.
- Expósito, I. 2000. Evolución estructural de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena, y su relación con el límite Zona de Ossa-Morena/Zona Centroibérica. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 296 p.
- Expósito, I., Simancas, J. F., González Lodeiro, F., Azor, A., y Martínez Poyatos, D. J. 2002. Estructura de la mitad septentrional de la zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. Esp.* **15**, 3-14.
- Expósito, I., Simancas, J. F., González Lodeiro F., Bea, F., Montero, P., y Salman, K. 2003. Metamorphic and deformational imprint of Cambrian-Lower Ordovician rifting in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Spain). *Journal of Structural Geology* **25**, 2077-2087.

- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez-Catalán, J. R., Pablo Maciá, J. G., y Rodríguez Fernández, L. R. 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol. Fac. Ciencias, Univ. Porto* **1**.
- Fernandez, A. 1987. Preferred orientation developed by rigid markers in two-dimensional simple shear strain: a theoretical and experimental study. *Tectonophysics* **136**, 151-158.
- Fernandez, A., Feybesse, J. L., y Mezure, J. F. 1983. Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. *Bull. Soc. Geol. Fr* **25**, 319-326.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., y Jeffries, T. E. 2002. The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters* **202**, 75-88.
- Fliervoet, T. F., Drury, M. R., y Chopra, P. N. 1999. Crystallographic preferred orientations and misorientations in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation creep. *Tectonophysics* **303**, 1-27.
- Florido, P., y Quesada, C. 1984. Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* **8**, 257-277.
- Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A. y Leal, N. 1999. Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia. *Ophioliti* **24**(2), 259-268.
- Franke, W. 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe, current ideas and open questions. *Tectonophysics* **169**, 221-228.
- Fricke, W. 1941. Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis doctoral, Univ. Berlin 22 p.
- Galadí-Enríquez, E., Galindo-Zaldívar, J., Simancas, F., y Expósito, I. 2003. Diapiric emplacement in the upper crust of a granitic body: the La Bazana granite (SW Spain). *Tectonophysics* **361**, 83-96.
- Galindo, C. y Casquet, C. 2004. El magmatismo prevarisco en la zona de Ossa -Morena. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.) SGE, IGME, pp. 190-194.
- Galindo, C., Portugal Ferreira, M. R., Casquet, C., y Priem, H. N. A. 1990. Dataciones Rb-Sr en el Complejo Plutónico Táliga-Barcarrota (CPTB) (Badajoz). *Geogaceta* **8**, 7-10.

- Galindo, C., Muñoz, M., y Casquet, C. 1991. El enjambre filoniano básico intrusivo en el Complejo plutónico Táliga-Barcarrota (Ossa-Morena, Badajoz). *Geogaceta* **10**, 87-90.
- García Casquero, J. L. 1990. Trondhjemitites in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain; geochemical interpretations and geological implications. *Geologische Rundschau* **79**, 741-752.
- García Casquero, J. L., Boelrijk, N. A. I. M., Chacón, J., y Priem, H. N. A. 1985. Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geologische Rundschau* **74**, 379-384.
- García-Casquero, J. L., Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., y Chacón, J. 1988. Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geologische Rundschau* **77**, 483-489.
- García-Izquierdo, B. 2005. Evolución geodinámica y procesos mantélicos en el macizo de Herbeira, Complejo de Cabo Ortegal (NO de la Península Ibérica). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 246 p.
- García-Monzón, G., Jerez Mir, F., Argüelles, A., y Cueto, L. A. 1974. Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 919: Almadén de la Plata. IGME, 29 pp.
- Garrote, A. 1976. Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. *Mem. Not. Univ. Coimbra* **82**, 17-39.
- Gervilla, F. y Leblanc, M. 1990. Magmatic ores in high-temperature alpine-type lherzolite massifs (Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco). *Economic Geology* **85**, 112-132.
- Giese, U., Hoegen, R. V., Hollmann, G., y Walter, R. 1994. Geology of the southwestern Iberian Meseta: The paleozoic of the Ossa-Morena Zone north and south of the Olivenza-Monesterio anticline (Huelva province, SW Spain). *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh.* **192**, 293-331.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P., y Bouchez, J. L. 1998. Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Caunterets-Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology* **20** [9/10], 1229-1245.
- Goscombe, B. D. y Passchier, C. W. 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators, an assessment from field data. *Journal of Structural Geology* **25**, 575-589.
- Grabowska, T., Bojdys, G., y Dolnicki, J. 1998. Three-dimensional density model of the Earth's crust and the upper mantle for the area of Poland. *Journal of Geodynamics* **25**, 5-24.

- Grasemann, B. y Stüwe, K. 2001. The development of flanking folds during simple shear and their use as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* **23**, 715-724.
- Grasemann, B., Stüwe, K., y Vannay, J. C. 2003. Sense and non-sense of shear in flanking structures. *Journal of Structural Geology* **25**, 19-34.
- Griggs, D. T., Turner, F. J., y Heard, H. C. 1960. Deformation of rocks at 500-800C. *Memoirs of the Geological Society of America* **79**, 39-105.
- Gutiérrez Elorza, M. y Hernández Enrile, J. L. 1965. Notas geológicas de la parte septentrional de la provincia de Huelva. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* **63**, 289-297.
- Hamilton, W. y Myers, W. B. 1967. The nature of Batholiths. US Geological Survey Professional Papers 554(C).
- Hammer, S. 1939. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics* **4**, 184-194.
- Handin, J., Higgs, D. V., y O'Brien, J. K. 1960. Torsion of Yule marble under confining pressure. *Memoirs of the Geological Society of America* **79**, 245-274.
- Hausk, S. A., Severson, M. J., Zanko, L., Barnes, S. J., Morton, P., Alaminas, H., foord, E. E., y Dahlberg, E. H. 1997. An overview of the geology and oxide, sulfide and platinum-group element mineralization along the western and nothern contacts of the Duluth Complex. *Geol. soc. Am. Spec. Pap.* **312**, 127-195.
- Hernández Enrile, J. L. 1971. Las rocas porfíroides del límite cámbrico-precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol. del IGME LXXXII*, Madrid.
- Herranz, P. 1984. El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la Provincia de Badajoz. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 1220 pp.
- Herwegh, M. y Kunze, K. 2002. The influence of nano-scale second-phase particles on deformation of fine grained calcite mylonites. *Journal of Structural Geology* **24**, 1463-1478.
- Herwegh, M. y Berger, A. 2004. Deformation mechanisms in second-phase affected microstructures and their energy balance. *Journal of Structural Geology* **26**, 1483-1498.
- Hippertt, J. 1999. Are S-C structures, duplexes and conjugate shear zones different manifestations of the same scale-invariant phenomenon? *Journal of Structural Geology* **21**, 975-984.



- Hudleston, P. J. 1989. The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology* **11**, 949-957.
- Iezzi, G. y Ventura, G. 2002. Crystal fabric evolution in lava flows: results from numerical simulations. *Earth and Planetary Science Letters* **200**, 33-46.
- Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J. L., y Fernandez, A. 1992. Effect of mechanical interactions on the development of shape preferred orientations: a two-dimensional experiment approach. *Journal of Structural Geology* **14**, 73-83.
- Jackson, MD. y Pollard, D. D. 1988. The laccolith-stock controversy: New results from the southern Henry Mountains, Utah. *Geological Society of America Bulletin* **100** [117-139].
- Jaeger, H. y Robardet, M. 1979. Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *Géobios* **12**, 687-714.
- Jeffery, G. B. 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proc. R. Soc. Lond.* **102**, 161-179.
- Jezek, J., Melka, R., Schulmann, K., y Venera, Z. 1994. The behaviour of rigid triaxial ellipsoidal particles in viscous flows-modeling of fabric evolution in a multiparticle system. *Tectonophysics* **229**, 165-180.
- Ji, S., Jiang, Z., Rybacki, E. W. R., Prior, D., y Xia, B. 2004. Strain softening and microstructural evolution of anorthite aggregates and quartz–anorthite layered composites deformed in torsion. *Earth and Planetary Science Letters* **222**, 377– 390.
- Julivert, M. 1983. El Carbonífero: Evolución de la sedimentación y desarrollo de la orogénesis herciniana. En: Libro jubilar de J.M. Ríos, Geología de España (J.A. Comba, Ed.) IGME. 311-337.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., y Navais-Conde, L. E. 1972. Mapa tectónico de la Península y Baleares a escala 1:1.000.000. IGME, Memoria explicativa, 113p.
- Julivert, M. y Martínez, F. J. 1983. Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. En: Geología de España, Libro Jubilar de J.M Ríos (J.A. Comba, Coord.) IGME Madrid, 612-630.
- Kameda, J., Yamagishi, A., y Kogure, T. 2005. Morphological characteristics of ordered kaolinite; investigation using electron back-scattered diffraction. *American Mineralogist* **90**, 1462-1465.

- Kane, M. F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics* **27**, 455-462.
- Kern, H. y Wenk, H. R. 1983. Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **83**, 231-236.
- Kober, B. 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib Mineral Petrol* **93**, 482-490.
- Kober, B. 1987. Single-zircon evaporation combined with  $\text{Pb}^+$  emitter bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib Mineral Petrol* **96**, 63-71.
- Kocher, T. y Mancktelow, N. S. 2005. Dynamic reverse modelling of flanking structures: a source of quantitative kinematic information. *Journal of Structural Geology* **27**, 1346-1354.
- Kogure, T. y Bunno, M. 2004. Investigation of polytypes in lepidolite using electron back-scattered diffraction. *American Mineralogist*, **89**, 1680-1684.
- Krabbendam, M., Urai, J. L., y Van Vliet, L. J. 2003. Grain size stabilisation by dispersed graphite in a high-grade quartz mylonite: an example from Naxos (Greece). *Journal of Structural Geology* **25**, 855-866.
- Krogh, T. E. 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **37**, 485-494.
- Krogh, T. E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **46**, 637-649.
- Launeau, P. 2004. Mise en évidence des écoulements magmatiques par analyse d'images 2-D des distributions 3-D d'orientations préférentielles de formes. *Bull. Soc. Geol. Fr.* **175**, 331-350.
- Lebensohn, R. A., Wenk, H. R., y Tomé, C. N. 1998. Modelling deformation and recrystallization textures in calcite. *Acta Mater.* **46**, 2683-2693.
- Lefort, J.P. 1989. Basement correlation across the North Atlantic. Springer, Berlin, 148 p.
- Leiss, B., Ullemeyer, K., Weber, K., y Passchier, C. 2000. Textures and physical properties of rocks. *Journal of Structural Geology* **22**, 1527-1873.

- Leshner, C. M. 2003. Metallogenesis of magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. Can. Inst. Mining, Metall., Anual meeting (Montreal).
- Leshner, C. M. y Keays, R. R. 2002. Komatiite-associated Ni-Cu-(PGE) deposits: geology, mineralogy, geochemistry and genesis. En: The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements (L.J. Cabri, Ed.). Can. Ins. Mining, Metall., Petroleum, Spec. Vol. **54**, 579-618.
- Liñán, E. 1984. Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa-Morena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* **8**, 283-314.
- Liñán, E. y Quesada, C. 1990. Ossa-Morena zone: rift phase (Cambrian). En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E., Eds.) Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, Germany. 259-266.
- Llana-Fúnez, S. y Rutter, E. H. 2005. Distribution of non-plane strain in experimental compression of short cylinders of Solnhofen limestone. *Journal of Structural Geology* **27**, 1205–1216.
- Longman, I. M. 1959. Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun. *Journal of Geophysical Research* **64**, 2351-2355.
- Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. (Traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, 5: 149-166).
- Ludwig, K. R. 1999. Isoplot/Ex Version 2.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronolgy Center Special Publication* **1a**.
- Lunar, R., Ortega, L., Sierra, J., García Palomero, F., Moreno, T., y Prichard, H. 1997. Ni-Cu (PGM) mineralization associated with mafic and ultramafic rocks: the recently discovered Aguablanca ore deposit, SW Spain. En: Mineral Deposits (Papunen, H., Ed.) Balkema, Rotterdam. 463-466.
- Lunar, R, Moreno, T (Coordinadores), Lombardero, M., Regueiro, M., Lopez Vera, F., Higuera, P., García Palomero, F y Ortega, L. 2003. Cap. 19: Economic Geology. En: Geology of Spain (W. Gibbon y T. Moreno, Eds.) *Spec. Pub. Geol. Soc. London*, 473-510.
- Marcos, A., Azor, A., González Lodeiro, F., y Simancas, J. F. 1991. Early Phanerozoic trace fossils from from the Sierra Albarana Quartzites (Ossa-Morena Zone, Southwest Spain). *Scripta Geol.* **97**, 47-53.

- Martín Escorza C. y Rivas Ponce, A. 1975. Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja 940: Castiblanco de los Arroyos. IGME, 117 pp.
- Martínez, C., Tornos, F., Casquet, C., y Galindo, C. 2005. The Aguablanca Ni-(Cu-PGE) deposit, SW Spain. *Ore Geology Reviews* **27**[1-4], 164-165.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., y Abati, J. 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology* **25**, 1103-1106.
- Mata, J. y Munhá, J. 1986. Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Abstract Maleo* **2**, 28.
- Mata, J. y Munhá, J. 1990. Magmatogénese de Metavulcanitos Câmbfricos do Nordeste Alentejano: os stádios iniciais de rifting continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal* **76**, 61-89.
- Matte, P. 1986. Tectonics and Plate Tectonics Model for the Varisca Belt of Europe. *Tectonophysics* **126**.
- Matte, P. 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorican microplate: a review. *Terra Nova* **13**, 122-128.
- McCaffrey, K. J. W. y Petford, N. 1997. Are granite intrusions scale invariant? *Journal of the Geological Society of London* **154**, 1-4.
- Melezhik, V. A., Hudson-Edwards, K. A., Green, A. H., y Grinenko, L. I. 1994. The Pechenga area, Russia. 2. Nickel-copper deposits and related rocks. Trans. Inst. Mining Metall. Section B, *Appl. Earth Sci.* **103**, 146-161.
- Moita, P. 1997. Caracterização petrográfica e geoquímica do metamorfismo de alta pressão no sector de Viana do Alentejo-Alvito (Zona de Ossa Morena). Tese de Mestrado, Dep. Geologia da FCUL, 120p.
- Monteiro Santos, F. A., Pous, J., Almeida, U. P., Queralt, P., Marcuello, A., Matias, H., y Mendes Victor, L. A. 1999. Magnetotelluric survey of the electrical conductivity of the crust across the Ossa-Morena Zone and South Portuguese Zone suture. *Tectonophysics* **313**, 449-462.
- Monteiro Santos, F. A., Nolasco, M., Almeida, U. P., Pous, J., y Mendes Victor, L. A. 2001. Coast effects on magnetic and magnetotelluric transfer functions and their correction: application to MT soundings carried out in SW Iberia. *Earth and Planetary Science Letters* **186**, 283-295.

- Monteiro Santos, F. A., Mateus, A., Almeida, U. P., Pous, J., y Mendes Victor, L. A. 2002. Are some of the deep crustal conductive features found in SW Iberia caused by graphite? *Earth and Planetary Science Letters* **201**, 353-367.
- Montero, P., Salman, K., Bea, F., Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., y Simancas, J. F. 2000. New data on the geochronology of the Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. En Variscan-Appalachian dynamics: The building of the Upper Paleozoic basement. *Basement Tectonics* **15**, 136-138.
- Moreno, T., Gibbons, W., Prichard, H., y Lunar, R. 2001. Platiniferous chromitite and the tectonic setting of ultramafic rocks in Cabo Ortegal (NW Spain). *Jour. Geol. Soc. London* **158**, 601-614.
- Munhá, J. 1983. Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. En: The Carboniferous of Portugal (M.J.L. Sousa y J.T. Oliveira, Eds.). *Mem. Serv. Geol. Portugal* **29**, 39-81.
- Munhá, J., Barriga, F. J. A. S., y Kerrich, R. 1986. High  $^{18}\text{O}$  ore-forming fluids in volcanic hosted base metal massive sulphide deposits: geologic  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H evidence for the Iberian Pyrite Belt; Crandon Wisconsin, and Blue Hill, Maine. *Economic Geology* **81**, 530-552.
- Myers, J. S. 1975. Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of the coastal batholith of Peru into its own volcanic ejecta. *Geological Society of America Bulletin* **86**, 1209-1220.
- Oleaga, A., Sarrionaidía, F., Eguíluz, L., Martínez-Torres, L. M., y Carracedo, M. 1999. Aplicación de imágenes satelitarias a la caracterización del macizo de Valencia del Ventoso. *Geogaceta* **26**.
- Olgaard, D. L. 1990. The role of second phase in localizing deformation. En: Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics (R.J. Knipe, E.H. Rutter, Eds.) *Geological Society Special Publication* **54**, 175-181.
- Oliveira, JT. 1990. The South Portuguese Zone. Stratigraphy and synsedimentary tectonism. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, pp. 334 -347.
- Ordóñez Casado, B. 1998. Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone. Tesis doctoral, Univ. Zürich, 235 p.

- Ortega, L., Moreno, T., Lunar, R., Prichard, H., Sierra, J., Bomati, O., Fisher, P., y García Palomero, F. 1999. Minerales del grupo del platino y fases asociadas en el depósito de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca, SO España. *Geogaceta* **25**, 155-158.
- Ortega, L., Prichard, H., Lunar, R., García Palomero, F., Moreno, T., y Fisher, P. 2000. The Aguablanca discovery. *Mining Magazine* **2**, 78-80.
- Ortega, L., Lunar, R., García-Palomero, F., Moreno, T., Martín Estévez, J. R., Prichard, H. M., y Fisher, P. C. 2004. The Aguablanca Ni-Cu-PGE Deposit, Southwestern Iberia: Magmatic Ore-forming Processes and Retrograde Evolution. *The Canadian Mineralogist* **42**, 325-335.
- Ortuño, M. G. 1971. Middle Westfalian strata in South-West Spain. *Compte Rendu 6e. Congr. Inter. Strat. Géol. Carbonif. (Sheffield, 1967)* **3**, 1275-1291.
- Oschner, A. 1993. U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa Morena Zone (SW Iberia): Constraints on timing of the cadomian orogeny. Tesis doctoral, Univ. Zürich, 248 p.
- Parga Pondal, I., Parga Peinador, J. R., Vegas, R., y Marcos, A. 1982. Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico escala 1:500.000. *Publ. Área Xeol. Min. Seminario de Estudos Galegos, Edicions do Castro, A Coruña*.
- Park, Y. y Means, W. D. 1996. Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *Journal of Structural Geology* **18**, 847-858.
- Parker, R. L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **42**, 315-334.
- Passchier, C. W. 2001. Flanking structures. *Journal of Structural Geology* **23**, 951-962.
- Pascual, E. 1981. Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (sector central de Sierra Morena). Tesis doctoral, Univ. Granada, 519 pp.
- Paterson, M. S. 1979. Deformation mechanisms in carbonate crystals. En: *Physics of Materials* (Borland, D.W., Clarebrough, L.M., Moore, A.J.W., Eds.), 199-208.
- Paterson, M. S. y Turner, F. J. 1970. Experimental deformation of constrained crystals of calcite in extension. En: *Experimental and Natural Rock Deformation* (Paulitsch, P., Ed.) *Proceedings International Symposium, Darmstadt, 1969*. Springer, Berlin, pp. 109-141.

- Paterson, S. R. y Fowler, T. K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology* **15**, 191-206.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., y Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* **11**, 349-363.
- Paterson, S. R., Fowler T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., y Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* **44**, 53-82.
- Pedro, J.M.C. 2004. Estudio geológico e geoquímico das sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa-Morena (Portugal). Tesis doctoral, Dep. de Geociências da Universidade de Évora, 319 p.
- Pennock, G. M., Drury, M. R., y Spiers, C. J. 2005. The development of subgrain misorientations with strain in dry synthetic NaCl measured using EBSD. *Journal of Structural Geology* **27**, 2159-2170.
- Perejón, A., Liñán, E., y Quesada, C. 2004. Zona de Ossa-Morena, Estratigrafía, Cámbrico. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.) SGE, IGME. pp. 166-169.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, A., Azor, A., Simancas, J. F., y González Lodeiro, F. 2004. La Cordillera Varisca europea: El Macizo Ibérico. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.) SGE, IGME, pp. 21-230.
- Pérez Llorente, F. 1977. Geología de la Zona de Ossa-Morena al N de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis doctoral, Univ. Granada, 375 pp.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., y Vigneresse, J.-L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* **408**, 669-673.
- Pfiffner, O. A. 1982. Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Journal of Structural Geology* **4**, 429-442.
- Pieri, M., Burlini, L., Kunze, K., Stretton, I., y Olgaard, D. L. 2001a. Rheological and microstructural evolution of Carrara marble with high shear strain: results from high temperature torsion experiments. *Journal of Structural Geology* **23**, 1393-1413.
- Pieri, M., Kunze, K., Burlini, L., Stretton, I., Olgaard, D. L., Burg, J.-P., y Wenk, H.-R. 2001b. Texture development of calcite by deformation and dynamic recrystallization at 1000 K during torsion experiments of marble to large strains. *Tectonophysics* **330**, 119-140.

- Pignotta, G. S. y Benn, K. 1999. Magnetic fabric of the Barrington Passage pluton, Meguma Terrane, Nova Scotia: a two-stage fabric history of syntectonic emplacement. *Tectonophysics* **307**, 75-92.
- Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T., y Valenzuela, A. 2002. Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics* **352**, 133-151.
- Pinto, V., Casas, A., Rivero, L., y Torné, M. 2005. 3D gravity modelling of the Triassic salt diapirs of the cubeta alavesa (northern Spain). *Tectonophysics* **405**, 65-75.
- Piña, R., Lunar, R., Ortega, L., Gervilla, F., Alapieti, T., y Martínez, C. 2004. Origen de los fragmentos máficos-ultramáficos de la brecha mineralizada del yacimiento de Ni-Cu-EGP de Aguablanca (Badajoz). *Macla* **2**, 19-20.
- Piña, R., Gervilla, F., Ortega, L., y Lunar, R. 2005a. Geoquímica de elementos calcófilos en el yacimiento de Ni-Cu-EGP de Aguablanca (Badajoz). *Macla* **3**, 157-158.
- Piña, R., Gervilla, F., Ortega, L. y Lunar, R. 2005b. Geochemistry and mineralogy of platinum-group elements in the Aguablanca Ni-Cu deposit (SW Spain). En: Platinum-Group Elements from Genesis to Beneficiation and Environmental Impact (Törmänen, T.O. y Alapieti, T.T., Eds.) Geological Survey of Finland, GTK, XX Internacional Platinum Symposium, 215-218.
- Piña, R., Lunar, R., Ortega, L., Gervilla, F., Alapieti, T., y Martínez, C. 2006a. Petrology and geochemistry of mafic-ultramafic fragments from the Aguablanca (SW Spain) Ni-Cu ore breccia: implications for the genesis of the deposit. *Economic Geology*, in press.
- Piña, R., Gervilla, F., Ortega, L., y Lunar, R. 2006b. Mineralogy and geochemistry of platinum-group elements in the Aguablanca Ni-Cu deposit (SW Spain). *Mineralogy and Petrology*, in press.
- Piña, R. 2006. El yacimiento de Ni-Cu-EGP de Aguablanca (Badajoz): Caracterización y modelización metalogenética. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 254 p.
- Plata Torres, J. L. 1983. Nuevo método de cálculo de la densidad de reducción en gravimetría. *Boletín Geológico y Minero* **94**, 510-520.
- Pollard, D. D. y Johnson, A. M. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah II. Bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics* **18**, 311-354.



- Pons, J. 1982. Un modèle d'évolution de complexes plutonique: gabbros et granitoides de la sierra Morena Occidental (Espagne). Tesis de estado, Univ. Toulouse. 451 p.
- Pous, J., Muñoz, G., Hrise, W., Melgarejo, J. C., y Quesada, C. 2004. Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: the role of interconnected graphite. *Earth and Planetary Science Letters* **217**, 435-450.
- Prior, D. J., Boyle, A. P., Brenker, F., Cheadle, M. C., Day, A., López, G., Peruzzo, L., Potts, G. J., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N. E., Trimby, P., Wheeler, J., y Zetterström, L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist* **84**, 1741-1759.
- Quesada, C. 1975. Geología de un sector de la parte central del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. Alrededores de Monesterio (Badajoz). Tesis de licenciatura, Univ. Granada, 128 pp.
- Quesada, C. 1983. El Carbonífero de Sierra Morena. En: Carbonífero y Pérmico de España (C. Martínez, Ed.). IGME, pp. 243-278.
- Quesada, C. 1990. Precambrian succesions in SW Iberia: their relationship to Cambrian orogenic events. En: The Cadomian Orogeny (R.S. D'Lemos, R.A. Strachan y C.G. Topley, Eds.) *Geol. Soc. of London* **51**, 353-362.
- Quesada, C. 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in Iberian Massif. *Tectonopysics* **185**, 225-245.
- Quesada, C. 1997. Evolución geodinámica de la Zona Ossa-Morena durante el ciclo Cadomiense. En: *Estudo sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves (Araujo, A y Pereira, M.F., Eds) Univ. de Évora, pp. 205-230.
- Quesada, C. y Munhá, J. 1990. Ossa-Morena Zone, Metamorphism. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 314-320.
- Quesada, C. y Dallmeyer, R. D. 1994. Tectonothermal evolution of the Badajoz-Cordoba shear zone (SW Iberia): characteristics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics* **231**, 195-213.
- Quesada, C., Larrea, F. G., Florido, P., Gumiel, P., Baeza, L., Ortega, C., Tornos, F., y Sigüenza, J. M. 1987. Mapa Geológico Minero de Extremadura. Dir. General de Industria, Energía y Minas. Junta de Extremadura. 131p.

- Quesada, C., Apalategui, O., Eguíluz, L., Lián, E., y Palacios, T. 1990a. Stratigraphy of the Ossa-Morena Zone, Precambrian. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 252-258.
- Quesada, C., Robardet, M., y Gabaldón, V. 1990b. Stratigraphy of the Ossa-Morena Zone, synorogenic phase (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian). En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 273-279.
- Quesada, C., Fonseca, P. E., Munhá, J., Oliveira, J. T., y Ribeiro, A. 1994a. The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero* **105**, 3-49.
- Quesada, C., Cueto, L. A., Fernández, F. J., y Larrea, F. J. 1994b. Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, hoja 895: Encinasola. IGME, 104 p.
- Ratschbacher, L., Wenk, H. R., y Sintubin, M. 1991. Calcite textures: examples from nappes with strain-partitioning. *Journal of Structural Geology* **13**, 369-384.
- Ribeiro, A., Quesada, C., y Dallmeyer, R. D. 1990. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E., Eds.) Springer Verlag, Heidelberg, pp. 339-409.
- Robardet, M. 1976. L'originalité du segment hercynien sudibérique du Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *C.R. Acad. Sciences, Serie. D* **283**, 999-1002.
- Robardet, M. 2002. Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints. En: Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement (J.R. Martínez Catalán, R.D. Hatcher Jr., R. Arenas y F. Díaz García, Eds.) *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **364**, 1-15.
- Romeo, I., Lunar, R., Capote, R., Quesada, C., Dunning, G. R., Piña, R., y Ortega, L. 2004. Edades de cristalización U-Pb en circones del Complejo Ígneo de Santa Olalla de Cala: implicaciones en la edad del yacimiento de Ni-Cu-EGP de Aguablanca (Badajoz). *Macla* **2**, 29-30.
- Romeo, I., Tejero, R., Capote, R., Lunar, R., y Martínez, E. J. 2005b. Gravity study of the Aguablanca Ni-Cu-(PGE) deposit (SW Spain). En: Platinum-Group Elements from Genesis to Beneficiation and Environmental Impact (Törmänen, T.O. y Alapieti, T.T., Eds.) Geological Survey of Finland, GTK, XX International Platinum Symposium, 554-557.

- Romeo, I., Lunar, R., Capote, R., Quesada, C., Dunning, G. R., Piña, R., y Ortega L. 2006a. U/Pb age constraints on Variscan Magmatism and Ni-Cu-PGE metallogeny in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Journal of the Geological Society of London*, in press.
- Romeo, I., Capote, R., Tejero, R., Lunar, R., y Quesada, C. 2006b. Magma emplacement in transpression: the Santa Olalla Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Journal of Structural Geology*, *aceptado*.
- Rutter, E. H. 1974. The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. *Tectonophysics* **22**, 311-334.
- Rutter, E. H. 1995. Experimental study of the influence of stress temperature and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble. *Journal of Geophysical Research* **100**, 24651-24663.
- Rutter, E. H., Casey, M., y Burlini, L. 1994. Preferred crystalplastic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks. *Journal of Structural Geology* **16**, 1431-1446.
- Salman, K. 2002. Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico de los granitoides del área Monesterio-Cala, Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Tesis doctoral, Univ. Granada, 232 pp.
- Salman, K. 2004. The timing of the Cadomian and Variscan cycles in the Ossa-Morena Zone, SW Iberia: granitic magmatism from subduction to extension. *Journal of Iberian Geology* **30**, 119-132.
- Salman, K. y Montero, P. 1999. Geochronological, geochemical and petrological studies in two areas of the Ossa-Morena Zone: the Monesterio Complex and Calera de León granite. *XV Reun. Geol. Oeste Peninsular. Inter. Meet. Cadomian Orogens Jour. Conf abs.* 1020.
- Sánchez-Carretero, R., Carracedo, M., Eguíluz, L., Garrote, A., y Apalategui, O. 1989. El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. Esp.* **2**, 7-21.
- Sánchez Carretero, R., Eguíluz, L., Pascual, E., y Carracedo, M. 1990. Ossa-Morena Zone Igneous Rocks. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.) Springer Verlag, Berlin, pp. 292-313 .

- Sánchez-García, M. T. 2001. Volcanismo cámbrico en la Unidad de Alconera (Sector de Zafra - ZOM- Prov. Badajoz). *Boletín Geológico y Minero* **112**, 89-102.
- Sánchez-García, M. T., Bellido, F., y Quesada, C. 2003. Gedynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* **365**, 233-255.
- Sánchez-Jiménez, N. 2003. Estructura gravimétrica y magnética de la corteza del suroeste peninsular (Zona Surportuguesa y Zona de Ossa-Morena). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 243 pp.
- San José, M. A., Herranz, P., y Pieren, A. P. 2004. A review of the Ossa-Morena Zone and its limits. Implications for the definition of the Lusitan-Marianic Zone. *Journal of Iberian Geology* **30**, 7-22.
- Santesteban, J. I., Alonso, G., y Dabrio, C. J. 1990. Sedimentación de plataforma durante el Carbonífero Inferior (Formación Terena) en el área de Santa Olalla de Cala (Huelva, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol)* **85**, 83-100.
- Santos, J. F., Mata, J., Gonçalves, F., y Munhá, J. 1987. Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Súzana: O complexo Vulcanosedimentar da Toca da Moura. *Com. Serv. Geol. Portugal* **73**, 29-48.
- Schmid, S. M., Boland, J. N., y Paterson M.S. 1977. Superplastic flow in fine grained limestone. *Tectonophysics* **43**, 257-291.
- Schmid, S. M., Paterson, M. S., y Boland, J. N. 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara Marble. *Tectonophysics* **65**, 245-280.
- Schäfer, H. J. 1990. Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Tesis doctoral, Univ Zürich, 153 p.
- Schäfer, H. J., Gebauer, D., Nägler, T. E., y Eguíluz, L. 1993. Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudía group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and Precambrian-Cambrian boundary. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**, 289-299.
- Shelley, D. y Bossiere, G. 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology* **22**, 757-776.

- Silva, J. B. 1989. Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana. Tesis doctoral, Univ. Lisboa, 450 pp.
- Simancas J.F. 1993. Extension related to slight changes in plate kinematics: The tectonic evolution of the SW corner on the Hercynian orogen in the Iberian Peninsula. En: Late Orogenic Extension in Mountain Belts (M. Séranne y J. Malavieille, Eds.) Doc., B.R.G.M.Fr. **219**, 180-181.
- Simancas, J. F., Galindo-Zaldívar, J., y Azor, A. 2000. Three-dimensional shape and emplacement of the Cardenchoa deformed pluton (Variscan Orogen, southwestern Iberian Massif). *Journal of Structural Geology* **22**, 489-503.
- Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., y González Lodeiro, F. 2001. The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics* **332**, 295-308.
- Simancas, J. F., Expósito, I., Martínez Pyatos, D., Azor, A., y González Lodeiro, F. 2002. Opposite subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and west-European Variscides. En: Variscan-Appalachian Dinamics: The Building of the Late Paleozoic Basement (J.R. Martínez Catalán et al., Eds.) *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **364**, 253-262.
- Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G. R., Pascual, E., Sáez, R., y Expósito, I. 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics* **22**, 1062.
- Skehan, S. J. y Rast, N. 1995. Late Proterozoic to Cambrian evolution of the Boston Avalon Terrane. En: Current Perspectives in the Appalachian-Caledonian Orogen (J.P. Hibbard, C.R. Van Steal y P.A. Cawood, Eds.). *Geological Association of Canada, Special Papers* **41**, 207-225.
- Spannera, B. G. y Kruhl, J. H. 2002. Syntectonic granites in thrust and strike-slip regimes: the history of the Carmo and Cindacta plutons (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* **15**, 431-444.
- Spiers, C. J. y Wenk, H. R. 1980. Evidence for slip on r and f in the positive sense in deformed calcite single crystals. *EOS, Transactions American Geophysical Union* **61**, 1128.
- Stancey, J. S. y Kramers, J. D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 207-221.

- Talwani, M. y Heirtzler, J.R. 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape. En: Computers in the mineral industries. Part 1 (Parcks G.A., Ed.) *Stanford Univ. Publ. Geological Sciences*. **9**, 464-480.
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, N. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research* **64**, 49-59.
- Thomas, J. M. y Renshaw, G. D. 1967. Influence of dislocations on the thermal decomposition of calcium carbonate. *J. Chem. Soc. (A)* 2058-2061.
- Tornos, F. y Chiriada, M. 2004. Plumbotectonic Evolution of the Ossa-Morena Zone, Iberian Peninsula: Tracing the Influence of Mantle-Crust Interaction in Ore-Forming Processes. *Economic Geology* **99**, 965-985.
- Tornos, F. y Casquet, C. 2005. A new scenario for related IOCG and Ni-(Cu) mineralization: the relationship with giant mid-crustal mafic sills, Variscan Iberian Massif. *Terra Nova* **17**, 236-241.
- Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., Canales, A., y Velasco, F. 1999. The genesis of the variscan ultramafic-hosted magmatic Cu-Ni deposit of Aguablanca, SW Spain. En: Mineral Deposits: Processes to Processing (Stanley et al., Eds.) Balkema, Rotterdam. 795-798.
- Tornos, F., Casquet, C., Velasco, F., Galindo, C., y Canales, A. 2000. Las mineralizaciones de Cu-Ni de Aguablanca: un caso inusual de mineralización discordante en rocas ultrabásicas. *Temas Geológico-Mineros* **30**, 183-189.
- Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., Velasco, F., y Canales, A. 2001. A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia pipes in a transpressional magmatic arc, Aguablanca, Spain. *Mineralium Deposita* **36**, 700-706.
- Tornos, F., Iriondo, A., Casquet, C., y Galindo, C. 2004. Geocronología Ar-Ar de flogopitas del stock de Aguablanca (Badajoz). Implicaciones sobre la edad del plutón y de la mineralización de Ni-(Cu) asociada. *Geo-Temas* **6**, 189-192.
- Tornos, F., Casquet, C., y Relvas, J. M. R. S. 2005. Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: A model for the unusual metallogensis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews*. **27**[1-4],133-163.

- Turner, F. J., Griggs, D. T., y Heard, H. C. 1954. Experimental deformation of calcite crystals. *Geological Society of America Bulletin* **65**, 883-934.
- Turner, F. J. y Heard, H. C. 1965. Deformation in calcite crystals at different strain rates. *University of California Publications of Geological Science* **46**, 103-126.
- Turner, F. J. y Orozco, M. 1976. Crystal bending in metamorphic calcite, and its relations to associated twining. *Contributions to mineralogy and petrology* **57**, 83-97.
- Urai, J. L., Means, W. D., y Lister, G. S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. En: Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies-The Paterson Volume (B.E. Hobbs y H.C. Heard, Eds.) *Geophysical Monographs* **36**, 161-199.
- Van der Pluijm, B. A. 1991. Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms. *Journal of Structural Geology* **13**, 1125-1135.
- Vaucher, A. 1975. Tectoniques tangéantielles superposées dans le segment hercynien Sud-Ibérique: les nappes et plis couchés de la région d'Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero* **86**, 573-580.
- Velasco, F. 1976. Mineralogía y metalogenia de los skarns de Santa Olalla (Huelva): Tesis doctoral, Univ. del Pais Vasco, 290 p.
- Velasco, F. 1977. Formación de bandas calcosilicatadas en los mármoles de La Garrachosa (Santa Olalla, Huelva). *Estudios Geol.* **33**, 505-515.
- Velasco, F. y Amigó, J. M. 1981. Mineralogy and origin of the skarn from Cala (Huelva, Spain). *Economic Geology* **76**, 719-727.
- Vernon, R. H., Johnson, S. E., y Melis, E. A. 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology* **26**, 1867-1884.
- Vigneresse, J. L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* **249**, 173-186.
- Walker, A. N., Rutter, E. H., y Brodie, K. H. 1990. Experimental study of grain-size sensitive flow of synthetic, hot-pressed calcite rocks. En: Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics (Knipe, R.J. y Rutter, E.H., Eds.) Geological Society of London, London, UK. *Geological Society Special Publications* **54**, 259-284.

- Weiss, L. E. y Turner, F. J. 1972. Some observations on translation gliding and kinking in experimentally deformed calcite and dolomite. *American Geophysical Union, Geophys. Monograph* **16**, 95-107.
- Wenk, H. R. 1985. Carbonates. En: Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to Modern Texture Analysis, Academic Press. 361-384.
- Wenk, H. R. y Christie, J. M. 1991. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. *Journal of Structural Geology* **13**, 1091-1110.
- Wenk, H. R., Takeshita, T., Bechler, E., Erskine, B. G., y Matthies, S. 1987. Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. *Journal of Structural Geology* **9**, 731-745.
- Wenk, H. R., Canova, G. C., Brechet, Y., y Flandin, L. 1997. A deformation-based model for recrystallization of anisotropic materials. *Acta Mater.* **45**, 3285-3296.
- Wenk, H. R., Matthies, S., Donovan, J., y Chateigner, D. 1998. BEARTEX, a windows-based program system for quantitative texture analysis. *Journal of Applied Crystallography* **31**, 262-269.
- Wiesmayr, G. y Grasemann, B. 2005. Sense and non-sense of shear in flanking structures with layer-parallel shortening: implications for fault-related folds. *Journal of Structural Geology* **27**, 249-264.
- Willis, D. G. 1977. A kinematic model of preferred orientation. *Geological Society of America Bulletin* **88**, 883-894.
- Won, I. J. y Bevis, M. 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics* **52**, 232-238.
- Yegorova, T. P., Stephenson, R. A., Kostyuchenko, S. L., Baranova, E. P., Starostenko, V. I., y Popolitov, K. E. 2004. Structure of the lithosphere below the southern margin of the East European craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data. *Tectonophysics* **381**, 81-100.
- Zorpi, M. J. Ç., Coulon, C., Orsini, J. B., y Cocirta, C. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics* **157**, 315-329.